

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Estratigrafía



**LOS ESPELEOTEMAS HOLOCENOS Y PLEISTOCENOS
DE LA CUEVA DEL COBRE (SIERRA DE PEÑA LABRA,
PALENCIA) COMO INDICADORES DE VARIEDAD
CLIMÁTICA**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

M^a Belén Muñoz García

Bajo la dirección de los doctores:
Javier Martín Chivelet
Carlos Rossi Nieto

Madrid, 2007

- **ISBN: 978-84-669-3129-8**



Departamento de Estratigrafía
Fac. Ciencias Geológicas – UCM

Instituto de Geología Económica
CSIC – UCM



TESIS DOCTORAL

*Los espeleotemas holocenos y pleistocenos de la
Cueva del Cobre (Sierra de Peña Labra, Palencia)
como indicadores de variabilidad climática*



M^a Belén Muñoz García

Madrid, 2007



Departamento de Estratigrafía
Fac. Ciencias Geológicas – UCM

Instituto de Geología Económica
CSIC – UCM



TESIS DOCTORAL

*Los espeleotemas holocenos y pleistocenos de la
Cueva del Cobre (Sierra de Peña Labra, Palencia)
como indicadores de variabilidad climática*

M^a Belén Muñoz García

Madrid, 2007



Departamento de Estratigrafía
Fac. Ciencias Geológicas - UCM

Instituto de Geología Económica
CSIC - UCM



*Los espeleotemas holocenos y pleistocenos de la
Cueva del Cobre (Sierra de Peña Labra, Palencia)
como indicadores de variabilidad climática*

Memoria presentada para optar al grado de
Doctor en Geología por M^a Belén Muñoz García

Madrid, 2007

Fdo: M^a Belén Muñoz

Esta Tesis Doctoral ha sido realizada en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid y en el Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM) bajo la dirección de los Drs. Javier Martín Chivelet y Carlos Rossi Nieto, Profesores Titulares de dicha Universidad

Vº B

Fdo: Javier Martín Chivelet
Dpto. Estratigrafía

Fdo: Carlos Rossi Nieto
Dpto. Petrología y Geoquímica

AGRADECIMIENTOS

A lo largo de cinco años, son normalmente muchas las personas importantes que entran a formar parte de la vida de cualquiera. Si este “cualquiera” es una becaria novata que tiene que empezar un trabajo del que no sabe apenas nada, viajar al extranjero intermitentemente, y luego terminar de escribir una tesis inteligible, el número de personas imprescindibles para la consecución de las tres etapas se multiplica por mucho. Por lo tanto, de antemano pido disculpas a aquellas personas que quizá deberían haber sido mencionadas y no están nombradas a continuación. En mi mente estáis todos.

En primer lugar quiero expresar mi agradecimiento a los que han puesto a mi alcance los medios necesarios para la realización de esta tesis: los Departamentos de Estratigrafía y de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid así como el Instituto de Geología Económica del Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Todos los trabajos fueron financiados por estos centros así como por una beca de FPU del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte y los proyectos PAREK y CLISP. También deseo mostrar mi agradecimiento a la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Castilla y León por permitir el estudio de la Cueva del Cobre y la utilización de las pistas del Parque Natural de Fuentes Carrionas y Fuente Cobre-Montaña Palentina para el trabajo de campo.

En segundo lugar es inevitable agradecerles muy sinceramente a mis directores, Javier y Carlos, que me brindaran la oportunidad de comenzar y acabar (por fin) esta tesis, además del tiempo, el humor, la paciencia, la ilusión y la sabiduría que han derrochado en estos cinco años. Sois grandes.

Tengo que continuar agradeciendo a Adriano Cortel, Carmen Pino, Araceli Sariá, José Matas, Carmen Rossi y Antonio Alaminos su colaboración en el trabajo de campo. Ésta es una de esas ocasiones en las que realmente se puede decir que sin su ayuda, esta tesis no habría existido. En los comienzos también Maicu y Lucía me enseñaron todo lo que sé sobre réplicas de poliuretano y Otto Kälín fue de gran ayuda en el corte de las estalagmitas (que no es tarea fácil) y siempre que hizo falta una buena idea.

En la segunda etapa de realización de la tesis, la de aprendizajes varios y estancias en laboratorios extranjeros, ha sido de vital importancia el interés que con este estudio se han tomado los profesores Derek Ford y Henry Schwarcz de la Universidad de McMaster (Hamilton, Canadá). Su ayuda en lo científico ha ido mucho más allá de lo que cabría esperar de cualquiera, y su trato para conmigo los ha convertido en dos personas muy queridas para mí. En mis estancias en sus laboratorios también conté con la colaboración de los técnicos Nicki Robinson y Martín Knyff y con el inestimable apoyo humano de Liz Webb, Lilah Moore e Inés Guerrero.

Y dentro de las estancias en centros extranjeros, mi visita al Instituto de Geología de la Academia de Ciencias Polaca me abrió nuevas perspectivas de investigación. La profesora Helena Hercman y Guillaume consiguieron que mi estancia fuera muy fructífera y agradable.

En los distintos trabajos de laboratorio también recibí ayuda que agradezo sinceramente a la Dra. M^a Teresa Crespo (CIEMAT, Madrid) por enseñarme a preparar las muestras de U-Th para espectrometría alfa, a M^a Jesús Turrero por gestionar el estudio isotópico de las muestras de agua, a Antonio Delgado (Zaidín, Granada), Maniko Solheid (Universidad de Minnesota, Estados Unidos) y Clemente Recio (Universidad de Salamanca) por los análisis isotópicos.

La tercera etapa de realización de la tesis (esto es: escribir y terminar) es, con mucho, la más ardua. En esta etapa es donde el más mínimo gesto de apoyo se torna fundamental y digno de mención en esta enumeración de grandes personas. Y por supuesto, aquí debo mencionar a todas las personas de la planta 3^a, una por una. Entre todos creáis un ambiente en el que es posible disfrutar trabajando y en el que me he sentido integrada desde el principio. Por supuesto, también se incluye aquí todo el personal de los dos laboratorios en los que he trabajado en esta facultad (el de Estratigrafía y el de Petrología y Geoquímica), pero sobre todo, Gilberto Herrero, Maribel Sevillano y Beatriz Moral, con los que he compartido mucho tiempo, muchas charlas sobre piedras y otras cosas, y muchas risas. También estoy muy agradecida a Rosario Ojeda y a Pedro Herranz y Juan Ignacio Santisteban por sus recopilaciones gratuitas de artículos. A Modesto Escudero le debo su inestimable colaboración en la impresión y encuadernación de esta memoria.

Un lugar de honor en esta lista merecen mis compañeros, “los becarios” que son, han sido o serán. Compañeros de despacho, de comidas, de vacaciones, de bodas y de mucho más: Bego, Sandra, Marieta, Josete, Ricardo, David D., Laura, Pero, Vero, Bea, Raúl, David S., Marta, Laurita, Juampe y Paco.

Y ya sólo tengo tiempo para unos pocos más, los más cercanos. Les agradezco inmensamente a Don Luis y Doña Pura que hayan puesto los medios para permitirme acabar esta tesis con tranquilidad. Y por supuesto, a mis padres y hermanos y a Miguel les debo todo lo demás. A mi madre quiero agradecerle especialmente sus obras de ingeniería de espacio, sus ideas para hacerme los viajes más fáciles y las horas que ha estado ayudándome en lo que hiciera falta. A mi padre sus consejos, sus búsquedas en internet y su apoyo incondicional, que le ha llevado a cambiar de opinión sobre la música, la geología y la investigación sucesivamente. A Jesús, la impresión de las primeras memorias. Y a Miguel su paciencia con esta tesis interminable y su entusiasmo siempre que habla de ella.

De verdad os digo sin exagerar que entre todos los que estáis nombrados aquí arriba, y los que no habéis podido estar, habéis conseguido que estos años hayan sido los más felices de mi vida. Gracias a todos.

ÍNDICE

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN	7
1.1. PRESENTACIÓN Y PLANTEAMIENTO	9
1.2. OBJETIVOS Y DESCRIPCIÓN DEL ESTUDIO A REALIZAR	10
1.3. ANTECEDENTES GENERALES SOBRE LA INVESTIGACIÓN PALEOCLIMÁTICA A PARTIR DE ESPELEOTEMAS	10
1.3.1. Los primeros estudios	11
1.3.2. Del C-14 a las series de uranio	11
1.3.3. De la espectrometría α a la espectrometría de masas	12
1.4. ANTECEDENTES METODOLÓGICOS	15
1.4.1. Petrografía de espeleotemas	15
1.4.2. Datación por series de uranio	20
1.4.3. Análisis de isótopos estables	25
<i>Geotermómetro de la calcita. Isótopos de oxígeno e hidrógeno</i>	27
<i>Antecedentes de la utilización de los isótopos estables de carbono en el estudio paleoclimático a partir de espeleotemas</i>	32
CAPÍTULO II. METODOLOGÍA	37
2.1. TRABAJO DE CAMPO	40
2.2. ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y MICROESTRATIGRÁFICO	40
<i>Preparación de las muestras</i>	40
<i>Metodología del análisis petrográfico</i>	42
2.3. DATAIONES POR SERIES DE URANIO	50
2.4. ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES	54
2.5. OTRAS TÉCNICAS UTILIZADAS	55
2.5.1. Realización de réplicas de poliuretano	55
2.5.2. Rayos X	56
2.5.3. Recopilación de información climática	56
CAPÍTULO III. ZONA DE ESTUDIO: LA CUEVA DEL COBRE Y SU ENTORNO	57
3.1. MARCO GEOGRÁFICO	59

3.2. CONTEXTO GEOLÓGICO	60
3.3. CLIMA Y VEGETACIÓN DE LA ZONA	64
3.3.1. Parámetros climáticos: temperatura	65
3.3.2. Parámetros climáticos: precipitaciones	67
3.4. COMPROBACIÓN DE LAS ASUNCIONES NECESARIAS PARA EL USO DEL GEOTERMÓMETRO DE OXÍGENO EN LA ZONA DE ESTUDIO	69
3.4.1. Temperatura y humedad relativa en la zona de muestreo	69
3.4.2. Composición isotópica de las aguas de precipitaciones y goteo	70
<i>Relación de la composición isotópica del agua de las precipitaciones con la temperatura</i>	72
3.4.3. Comprobación del equilibrio isotópico en la actualidad	74
 CAPÍTULO IV. ANÁLISIS GEOCRONOLÓGICO, GEOQUÍMICO Y MICROESTRATIGRÁFICO DE LOS ESPELEOTEMAS DE LA CUEVA DEL COBRE.....	77
4.1. ESTALAGMITA C1	81
4.1.1. Descripción	81
4.1.2. Edad y tasa de crecimiento	83
4.1.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento	83
4.1.4. Registro de isótopos estables	85
4.1.5. Columna microestratigráfica	86
4.2. ESTALAGMITAS C2 y C3	92
4.2.1. Descripción	92
4.2.2. Edad de C2 y C3	93
4.2.3. Composición mineralógica de C2	93
4.3. ESTALAGMITA C4	94
4.3.1. Descripción	94
4.3.2. Edad y tasa de crecimiento	96
4.3.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento	98
4.3.4. Registro de isótopos estables	98
4.3.5. Descripción de la textura cristalina	99
4.3.6. Columna microestratigráfica	99
4.4. ESTALAGMITA C7	105
4.4.1. Descripción	105
4.4.2. Edad y tasa de crecimiento	107
4.4.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico	

durante el crecimiento	107
4.4.4. Registro de isótopos estables	109
4.4.5. Descripción de la textura cristalina	109
4.4.6. Columna microestratigráfica	111
4.5. ESTALAGMITA C7S	115
4.5.1. Descripción	115
4.5.2. Edad y tasa de crecimiento	116
4.5.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento	119
4.5.4. Registro de isótopos estables	120
4.5.5. Columna microestratigráfica	120
4.6. ESTALAGMITA C8	125
4.6.1. Descripción	125
4.6.2. Edad y tasa de crecimiento	126
4.6.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento	127
4.6.4. Registro de isótopos estables	127
4.6.5. Composición mineralógica	129
4.6.6. Mapa de láminas de tipo doblete	130
4.7. ESTALAGMITA C10	131
4.7.1. Descripción	131
4.7.2. Edad y tasa de crecimiento	132
4.7.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento	132
4.7.4. Registro de isótopos estables	132
4.8. ESTALAGMITA C11	135
4.8.1. Descripción	135
4.8.2. Edad y tasa de crecimiento	137
4.8.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento	137
4.8.4. Registro de isótopos estables	138
4.9. ESTALAGMITA C12	139
4.9.1. Descripción	139
4.9.2. Edad y tasa de crecimiento	141
4.9.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento	141
4.9.4. Columna microestratigráfica	141
V. TRATAMIENTO DE DATOS E INTERPRETACIÓN	145
5.1. DATACIONES ANÓMALAS	147
5.1.1. Prueba geoquímica de uranio	147

1. <i>Identificación de las posibles dataciones anómalas</i>	147
2. <i>Réplica de las dataciones anómalas</i>	148
3. <i>Comprobación de la alteración del sistema U-Th</i>	148
4. <i>Correlación gráfica</i>	149
5. <i>Origen de las alteraciones del sistema</i>	149
5.1.2. Conclusiones sobre las dataciones anómalas	151
5.2. TASAS DE CRECIMIENTO	154
5.2.1. Metodología de estudio	154
5.2.2. Correlación de columnas pleistocenas: C1 y C4	156
5.2.3. Correlación de columnas holocenas: C7, C7S y C12	156
5.2.4. Tasas de crecimiento de estalagmitas pleistocenas	160
5.2.5. Tasas de crecimiento de estalagmitas holocenas	163
5.2.6. Conclusiones obtenidas a partir de las tasas de crecimiento	166
5.3. DISTRIBUCIÓN DE LAS EDADES DE CRECIMIENTO DE ESPELEOTEMAS	167
5.3.1. Distribución de edades de crecimiento de espeleotemas en la zona estudiada de la Cueva del Cobre	170
5.3.2. Retirada de los hielos. Inicio del Eemiense	173
5.3.3. Conclusiones sobre las edades de crecimiento de los espeleotemas	176
5.4. COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS ANALÍTICOS DE DOS ESTALAGMITAS SIAMESAS	177
5.4.1. Descripción de las estalagmitas	178
5.4.2. Tipos de calcita. Comparación de columnas microestratigráficas	178
<i>Tramo 1</i>	181
<i>Tramo 3</i>	181
<i>Tramo 4</i>	181
5.4.3. Tasas de crecimiento	183
5.4.4. Espesor de dobletes	184
5.4.5. Comparación del sistema U-Th	185
5.4.6. Comparación de los registros isotópicos de oxígeno y carbono	186
<i>Rango de variación</i>	188
<i>Registros isotópicos de oxígeno</i>	188
<i>Registros isotópicos de carbono</i>	190
5.4.7. Conclusiones obtenidas de la comparación de los resultados analíticos de dos estalagmitas siamesas	191
5.5. REGISTROS ISOTÓPICOS DE OXÍGENO	195
5.5.1. Registro holoceno (~5900 hasta -50 años BP)	195
<i>Calibración</i>	195
<i>Correlación de los registros contemporáneos</i>	198
<i>Interpretación del registro</i>	199
5.5.2. Registro pleistoceno (~150-85 ka BP)	203

<i>Calibración</i>	203
<i>Correlación de los registros contemporáneos</i>	205
<i>Interpretación del registro</i>	206
5.5.3. Conclusiones sobre los registros isotópicos de oxígeno	207
5.6. REGISTROS ISOTÓPICOS DE CARBONO	210
5.6.1. Relación de $\delta^{13}\text{C}$ con la vegetación	210
5.6.2. Interpretación de los registros	212
<i>Presencia de CO_2 atmosférico</i>	213
<i>Relación con la situación de las estalagmitas dentro de la cueva</i>	215
<i>Consecuencias de esta observación</i>	222
5.6.3. Conclusiones sobre los registros isotópicos de carbono	222
5.7. CICLICIDAD DEL REGISTRO	224
5.7.1. Variaciones cíclicas en el registro microestratigráfico	224
5.7.2. Variaciones cíclicas en el registro isotópico	224
5.7.3. Resumen de las ciclicidades encontradas	230
5.7.4. Conclusiones sobre la ciclicidad de los registros	234
CAPÍTULO VI. DISCUSIÓN SOBRE EL CLIMA DEL CUATERNARIO.....	237
6.1. El clima durante el Holoceno	239
6.2. El clima durante el MIS-5	246
6.3. Comparación del clima durante el Holoceno y el Eemiense	254
6.3.1. Temperatura y precipitaciones	254
6.3.2. Estacionalidad	256
6.3.3. Estabilidad climática	256
6.4. Conclusiones sobre el clima del Cuaternario	256
<i>El clima durante el Holoceno</i>	256
<i>El clima durante el MIS-5</i>	257
<i>Comparación Eemiense-Holoceno</i>	258
CAPÍTULO VII. CONCLUSIONES.....	261
BIBLIOGRAFÍA	267
ANEXO	291

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

1.1. PRESENTACIÓN Y PLANTEAMIENTO

1.2. OBJETIVOS Y DESCRIPCIÓN DEL ESTUDIO A REALIZAR

1.3. ANTECEDENTES GENERALES SOBRE LA INVESTIGACIÓN PALEOCLIMÁTICA A PARTIR DE ESPELEOTEMAS

1.4. ANTECEDENTES METODOLÓGICOS

1.4.1. Petrografía de espeleotemas

1.4.2. Datación por series de uranio

1.4.3. Análisis de isótopos estables

*Geotermómetro de la calcita. Isótopos de oxígeno e
hidrógeno*

*Antecedentes de la utilización de los isótopos estables
de carbono en el estudio paleoclimático a partir
de espeleotemas*

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

1.1. PRESENTACIÓN Y PLANTEAMIENTO

En las últimas décadas se han realizado grandes avances en el conocimiento del clima del pasado reciente a nivel global, principalmente gracias a los registros de origen marino y criológico. Sin embargo, obtener un registro equiparable en zonas continentales de latitudes medias es muy complejo, ya que los depósitos que contienen información paleoclimática son generalmente poco extensos y difícilmente datables de manera absoluta. Por lo tanto, aún es necesario obtener un gran número de registros locales de diversa extensión temporal e integrar a partir de ellos el clima del pasado para zonas continentales concretas. Esta tarea también es imprescindible para comprobar la validez de los modelos de circulación general, que luego permiten modelizar los climas del pasado o predecir los del futuro. Además, el estudio de series climáticas locales permite encuadrar el cambio climático actual dentro de una perspectiva mucho más amplia y compararlo con cambios climáticos similares ocurridos en el pasado.

Los depósitos de calcita formados en cuevas kársticas han resultado ser un magnífico registro de datos paleoclimáticos en ambientes continentales. Su sola presencia puede ser indicativa de condiciones climáticas concretas en el momento de su formación. Sin embargo, son las variaciones estratigráficas de la composición isotópica de la calcita y de las inclusiones fluidas de los espeleotemas las que reflejan mejor los cambios en las condiciones ambientales y, gracias a la posibilidad de su datación absoluta (normalmente por series de uranio), constituyen una magnífica herramienta de correlación con otros registros continentales y marinos. Además, permiten la estimación de paleotemperaturas y de otras condiciones de precipitación de la calcita, incluyendo cantidad y composición de las paleoprecipitaciones, vegetación presente por encima de la cueva, condiciones del suelo, humedad, etc. Las variaciones de las concentraciones de elementos traza y las asociaciones de polen atrapadas en la calcita también pueden usarse como indicadores paleoclimáticos contemporáneos a los anteriores. Además, la calcita de los espeleotemas atrapa polvo del aire, detritos de inundaciones y precipitados de hierro que registran el campo magnético local y que también pueden ser utilizados para su datación.

Las rocas en las cuales se pueden desarrollar cuevas kársticas presentan una distribución global muy amplia, aunque los espeleotemas precipitan principalmente en latitudes medias con climas templados. Este hecho permite que los sondeos de hielo y los espeleotemas, dos de los registros continentales más importantes y con resoluciones similares, se complementen perfectamente. Además, la estabilidad del medio ambiente hipogeo favorece una gran calidad del registro, que puede alcanzar en muchos casos resolución anual o subanual.

En esta memoria se presenta un estudio de diez estalagmitas procedentes de la Cueva del Cobre, que se halla situada en la Sierra de Peña Labra (al norte de Palencia), y se discute su validez y utilidad como indicadores de variabilidad

paleoclimática. Estos espeleotemas han sido datados de manera absoluta por el método de U-Th y de ellos se han obtenido registros de varios indicadores, tales como las variaciones texturales a lo largo del tiempo, tasas de crecimiento, abundancia de espeleotemas en un periodo de tiempo dado y registro de isótopos estables (oxígeno y carbono).

A partir de estos indicadores se ha realizado una reconstrucción del clima de la zona de estudio de dos épocas concretas: el Último Periodo Interglacial y los últimos 6000 años.

Este trabajo se ha desarrollado en el Departamento de Estratigrafía de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid y el Instituto de Geología Económica del Consejo Superior de Investigaciones Científicas entre los años 2001 y 2006 y ha sido financiado por una beca de Formación del Profesorado Universitario (años 2001-2005) y por los proyectos REN2001-1409/CLI y CGL2004-01866/BTE del Ministerio de Educación y Ciencia.

1.2. OBJETIVOS Y DESCRIPCIÓN DEL ESTUDIO A REALIZAR

El objetivo general de esta tesis es obtener un registro paleoclimático del Cuaternario reciente (desde el último interglacial hasta la actualidad) a partir de espeleotemas de la Cueva del Cobre (Palencia, Cordillera Cantábrica).

Este objetivo general se desglosa en los siguientes objetivos de carácter más específico:

1. Puesta a punto de una metodología integral que permita la obtención de distintas series paleoclimáticas a partir de espeleotemas.
2. Construcción de modelos cronoestratigráficos de los espeleotemas a partir de dataciones absolutas obtenidas mediante series de uranio.
3. Caracterización de la microestratigrafía, la textura y la geoquímica de isótopos estables de oxígeno y carbono de los espeleotemas objeto de estudio, con especial énfasis en aquellos aspectos de los que es posible extraer información paleoclimática.
4. Obtención de series climáticas de los intervalos temporales con mejor registro en los espeleotemas estudiados.
5. Tratamiento, correlación e interpretación de las series paleoclimáticas.

1.3. ANTECEDENTES GENERALES SOBRE LA INVESTIGACIÓN PALEOCLIMÁTICA A PARTIR DE ESPELEOTEMAS

Debido a la gran variedad de datos que pueden obtenerse de ellos, los espeleotemas de carbonato se estudian en relación a muy diversas facetas de la geología del Cuaternario. Sus aplicaciones van en aumento en los últimos años como se puede comprobar repasando algunos de los trabajos recopilatorios y monografías publicados hasta el momento: Schwarcz (1986),

Gascoyne (1992), Lauritzen (1993), Shopov (1997), Lauritzen y Lundberg (1999a), Bradley (1999), Dorale *et al.* (2001a y b) y McDermott (2004).

La bibliografía es muy abundante por lo que en este apartado de antecedentes generales trataremos de realizar sólo una aproximación general a la evolución del estudio paleoclimático a partir de espeleotemas mientras que en el siguiente presentaremos una breve historia de los avances de cada una de las técnicas utilizadas en este trabajo.

1.3.1. Los primeros estudios

Uno de los pilares sobre los que se sustenta el análisis paleoclimático a partir de espeleotemas es el geotermómetro de isótopos estables de oxígeno en calcita propuesto por Urey en 1947 que se utilizó en los años 50 y 60 en fósiles y sedimentos marinos para obtener series paleoclimáticas (Emiliani, 1955, 1958 y 1964). Era interesante tratar de comparar estos datos de origen marino con otros de origen continental, pero esto no fue posible hasta que Craig (1961) comenzó a estudiar la composición isotópica de las aguas meteóricas. Dada la composición y la amplia distribución de los espeleotemas, éstos parecían un buen material de origen continental para obtener series paleoclimáticas. A estas ventajas se añadían la continuidad de su crecimiento, su preservación favorecida por el ambiente subterráneo, y sobre todo, la gran inercia térmica de las cuevas, que en condiciones favorables mantiene la temperatura interior constante a lo largo de todo el año, y que permite que la paleotemperatura registrada durante la precipitación de las láminas de los espeleotemas corresponda en la mayoría de las ocasiones a la media anual de la superficie situada por encima de la cueva (Wigley y Brown, 1976; Ford y Williams, 1989; Sondag *et al.*, 2003). Basándose en estas premisas y utilizando las dataciones de carbono-14 junto con el geotermómetro de oxígeno de Urey (1947), Hendy y Wilson (1968) publicaron las primeras series de paleotemperaturas obtenidas a partir de dos estalactitas pleistocenas de Nueva Zelanda. A la vez, Duplessy llevaba tiempo trabajando en su Tesis Doctoral (1967) sobre paleotemperaturas obtenidas a partir del estudio de espeleotemas franceses, también datados por carbono-14 (Duplessy *et al.* 1970). Estos estudios junto con los de Hendy (1969 y 1971) en los que propone su *test* para comprobar la existencia del equilibrio isotópico durante la precipitación de la calcita y que añade el análisis de los isótopos estables de carbono (coloquialmente conocido como *test de Hendy*) sentaron la metodología y las bases de todos los trabajos posteriores.

1.3.2. Del C-14 a las series de uranio

Los escasos trabajos publicados en los años 60 tenían en común la utilización del método de C-14 para datar las estalagmitas. El fundamento de las técnicas de datación por series de uranio, que ampliaría enormemente el rango de datación, se conocía desde comienzos del siglo XX. Ya se utilizaba en materiales marinos (Barnes *et al.*, 1956) y se trataba de aplicar aunque sin éxito en estalagmitas y travertinos (Cherdyntsev *et al.*, 1965).

El uso de las series de uranio en la datación de espeleotemas no desplazó al C-14 hasta la década de los 70. Fue entonces cuando un grupo de investigación de la Universidad de McMaster (Canadá) comenzó a aplicarlo con contaje por espectrometría α . Este grupo dio lugar a la publicación de varias series paleoclimáticas obtenidas con la combinación de dataciones e isótopos estables (Thompson *et al.*, 1976; Harmon *et al.*, 1978a y b; Harmon *et al.*, 1979a; Gascoyne *et al.*, 1980; Gascoyne *et al.*, 1981a), así como a un gran número de publicaciones sobre otros temas relacionados con los espeleotemas: metodología o aplicaciones de las dataciones por series de uranio (Harmon *et al.*, 1975; Atkinson *et al.*, 1978; Schwarcz *et al.*, 1982; Gascoyne y Nelson, 1983; Gascoyne *et al.*, 1983a; Gascoyne, 1985; Schwarcz, 1986; Schwarcz y Latham, 1989), reconstrucciones del nivel del mar a partir de la datación de espeleotemas sumergidos en la actualidad (Harmon *et al.*, 1978c; Gascoyne *et al.*, 1979; Harmon *et al.*, 1981), composición isotópica de las inclusiones fluidas de los espeleotemas (Schwarcz *et al.*, 1976; Harmon *et al.*, 1979b; Harmon y Schwarcz, 1981), edad y geoquímica de las aguas de goteo (Thompson *et al.*, 1975; y Harmon *et al.*, 1978c), paleomagnetismo de los espeleotemas (Latham *et al.*, 1979, 1986 y 1989), edades de relieves o morfologías de cuevas (Ford *et al.*, 1981 y Gascoyne *et al.*, 1983b), distribución de elementos traza en los espeleotemas (Gascoyne, 1983) o distintas aplicaciones de estos métodos a la Arqueología (Schwarcz, 1980 y Blackwell *et al.*, 1983) entre otros temas.

Contemporáneamente, otros equipos realizan los primeros trabajos sobre petrografía de espeleotemas (Folk y Assereto, 1976; Kendall, 1977; Folk, 1977; Kendall y Broughton, 1978), sobre sus mecanismos de crecimiento (Dreybrodt, 1981), datación de cuevas y relieves de Nueva Zelanda (Williams, 1982) y distribución en el tiempo de la formación de los espeleotemas (Hennig *et al.*, 1983). También en Bélgica, Bruno Bastin aprovecha ya la posibilidad de datar y extraer polen de la calcita de los espeleotemas (Bastin, 1978; Bastin, 1982; Bastin *et al.*, 1982 y Bastin y Gewalt, 1986).

1.3.3. De la espectrometría α a la espectrometría de masas

La investigación paleoclimática a partir de espeleotemas despegó a finales de los 80 gracias a la aplicación en estos materiales de la espectrometría de masas de ionización térmica (*thermal ionisation mass spectrometry*-TIMS) en el análisis de los isótopos de las series de uranio (Li *et al.*, 1989). Con este método de medición se consiguió incrementar la precisión en un 10% y llevar el límite de datación de 350.000 a 500.000 años BP, y todo ello con muestras 10 veces más pequeñas que las que precisaba la espectrometría α .

De la misma manera que pasó con la TIMS, la ICP-MS (*inductively coupled plasma mass spectrometry*) se utilizaba desde los años 80 en el análisis de elementos traza y no se orientó hacia la geocronología de espeleotemas hasta más de una década después (Shen *et al.*, 2002). Con este tipo de espectrometría se volvía a disminuir el tamaño de muestra necesario a menos de la mitad sobre la necesaria para TIMS.

En los últimos años se ha ensayado la utilización de nuevos pares de isótopos dentro de las series de uranio para alcanzar mayores rangos de aplicabilidad, como por ejemplo U-Pb (Lundberg *et al.*, 2000) con el que se ha conseguido datar una un espeleotema de aproximadamente 87-98 millones de años de edad. También para conseguir mayor precisión en calcitas “difíciles” de datar se ha ensayado la combinación de varios métodos como C-14, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ y $^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$ en la Cueva de Altamira (Labonne *et al.*, 2002) o $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ y $^{235}\text{U}-^{231}\text{Pa}$ en Texas (Musgrove *et al.*, 2001).

Además, se han realizado estudios sobre otras técnicas de datación aparte de las series de uranio, como por ejemplo ESR (*electronic spin resonance* – e.g. Ikeya, 1975 y Grün, 1989), C-14, tratando de mejorar su precisión (Lin *et al.*, 1996 y Goslar *et al.*, 2000), la racemización de aminoácidos cuyo rango alcanza el Pleistoceno medio y basal (Lauritzen *et al.*, 1994) y la termoluminiscencia (Debenham, 1983), que alcanza un millón de años.

El número de publicaciones ha aumentado evidentemente en paralelo al desarrollo de los laboratorios. A partir de los años 90 se publicó el doble que en todos los anteriores y en los 6 años que van desde 2000, bastante más que en todos los años 90.

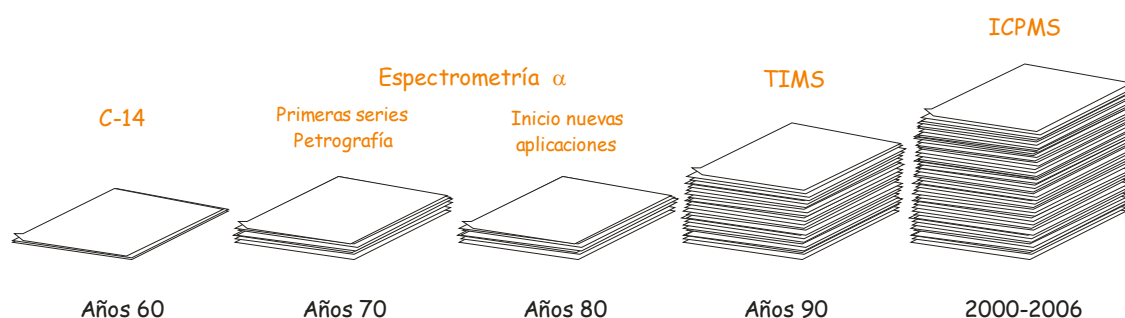


Figura 1.1. Representación de los artículos utilizados en la elaboración de este capítulo de antecedentes ordenados por etapas “metodológicas”.

Un número importante de estas publicaciones se generó a raíz del descubrimiento de la presencia de láminas luminiscentes de periodicidad anual invisibles con el microscopio óptico convencional (Baker *et al.*, 1993). Se han realizado bastantes investigaciones sobre estas laminas anuales (Genty y Quinif, 1996; Genty *et al.*, 1997; Gradziński *et al.*, 1997; Niggemann *et al.*, 2003b; Charman *et al.*, 2001) y en concreto se han obtenido algunas series paleoclimáticas basadas en su espesor (Brook *et al.*, 1999; Qin *et al.*, 1999; Baker *et al.*, 1999a y b; Proctor *et al.*, 2000; Baker *et al.*, 2002; Proctor *et al.*, 2002; Bertaux *et al.*, 2002; Qian y Zhu, 2002; Frisia *et al.*, 2003; Domínguez-Villar *et al.*, 2004) así como en la calibración de estas series con otras procedentes de anillos de árboles (Betancourt *et al.*, 2002; Baker y Genty, 2003; Asmerom y Polyak, 2004).

Por su interés en el presente estudio, señalaremos que otro grupo muy importante de publicaciones corresponde a series isotópicas. A pesar de que

cada día son más numerosas, su distribución espacial y temporal es aún muy poco homogénea y existen amplias zonas del planeta en las que aún no se ha realizado ningún estudio de este tipo.

En Europa central y occidental cada vez hay más series paleoclimáticas detalladas del Holoceno basadas en isótopos estables, por ejemplo en Noruega (Lauritzen y Lundberg, 1999b; Linge *et al.*, 2001a), Francia (McDermott *et al.*, 1999), Bélgica (Verheyden *et al.*, 2000), Alemania, (Niggemann *et al.*, 2003a,b), Italia (Frisia *et al.*, 1997 and 2000; McDermott *et al.* 1999), Gran Bretaña (McDermott *et al.*, 1999 y 2001; Frisia *et al.*, 2000; Fuller *et al.*, 2006) y España (Durán *et al.*, 2000; Muñoz-García, 2002; Muñoz-García *et al.*, 2002; Domínguez-Villar *et al.*, 2006; Martín-Chivelet *et al.*, en prensa) . También se está llevando a cabo un trabajo importante en el Mediterráneo oriental (e.g. Bar-Matthews *et al.*, 1996 y 1997).

Las series anteriores al Holoceno son más abundantes. Hay algunas relativas a Noruega (Lauritzen, 1995; Linge *et al.*, 2001b; Berstad *et al.*, 1997 y 2002), Austria (Spötl y Mangini, 2002), Italia (Drysdale *et al.*, 2006), Rumanía (Lauritzen y Onac, 1999; Constantin *et al.*, 2006), Israel (Bar-Matthews *et al.*, 1999; Frumkin *et al.*, 1999; Vaks *et al.*, 2003) y España (Jiménez de Cisneros *et al.*, 2003; Muñoz-García *et al.*, 2004b; Durán *et al.*, 2004). Con todo, aún hay pocos registros contemporáneos y comparables.

Hay bastantes series isotópicas obtenidas en espeleotemas procedentes de América del Norte. Muchas de ellas son anteriores a 1990 y se han comentado anteriormente (apartado 1.3.2). De todas ellas, la más importante es la serie de Devils Hole, un registro continuo de oxígeno (Winograd *et al.*, 1992) y carbono (Coplen *et al.*, 1994) de los últimos 500.000 años obtenido a partir de una vena de calcita datada de manera absoluta por el método de U-Th. Este registro se correlaciona muy bien con el de SPECMAP, de origen marino, aunque con algunas diferencias cronológicas. Ya que la datación por series de uranio es, en principio, más fiable que la utilizada en sondeos marinos, se ha utilizado el registro de Devils Hole para corregir el registro SPECMAP (Winograd *et al.* 1992) y para revisar la duración y estructura de los últimos cuatro periodos interglaciales a nivel global (Winograd *et al.*, 1997).

Pocas series isotópicas norteamericanas se han presentado en los últimos 15 años aparte de ésta. La mayoría corresponde a estudios de los cambios en la vegetación a partir de los isótopos de carbono de espeleotemas holocenos: Dorale *et al.* (1992), Denniston *et al.* (1999a y c), Denniston *et al.* (2000), Baker *et al.* (2001), Denniston *et al.* (2001) o pleistocenos (Dorale *et al.*, 1998), aunque también se ha trabajado en algunas series de oxígeno holocenas (Denniston *et al.*, 1999b; Soto y van Beynen, 2006) y pleistocenas (Serefiddin *et al.*, 2004).

Hasta aquí hemos enumerado las zonas en las que existe una cierta densidad de registros isotópicos de espeleotemas. Además de éstas, se han obtenido otras series en zonas más dispersas, por ejemplo en la península Arábiga (Neff *et al.*, 2001; Burns *et al.*, 2001; Al-Omari *et al.*, 2006) , China (Yuan *et al.*, 2004; Li *et al.*, 2006), África (Talma y Vogel, 1992; Repinski *et al.*, 1999; Asrat *et al.*,

2006), Australia (Goede, 1994; Desmarchelier *et al.*, 2000) y Venezuela (González y Gómez, 2002).

1.4. ANTECEDENTES METODOLÓGICOS

A continuación presentaremos una breve historia de los avances de las técnicas más importantes utilizadas en este trabajo: el análisis petrográfico de espeleotemas, las dataciones radiométricas por series de uranio y los análisis de isótopos estables de oxígeno y carbono.

1.4.1. Petrografía de espeleotemas

El aspecto microscópico de los espeleotemas es muy variable. La primera descripción petrográfica detallada de un espeleotema se la debemos a Folk y Assereto (1976). Se trataba de una colada holocena de sólo 3 cm de espesor en la que fueron capaces de reconocer seis bandas de crecimiento. Realizaron la primera clasificación de microfacies de calcita espeleotémica basándose en la orientación de los ejes cristalográficos. Distinguieron calcita en empalizada (*palisade, length-fast*), calcita *length-slow* y mosaico de esparita. Explicaron las diferencias morfológicas de estos tres tipos de cristales de calcita como consecuencia de las variaciones en el contenido de Mg del agua a lo largo del tiempo.

Este trabajo sólo se basaba en una colada concreta pero sirvió para provocar la réplica de Kendall (1977) y un largo artículo descriptivo un año después (Kendall y Broughton, 1978), éste ya basado en el estudio de 174 láminas delgadas procedentes de 150 espeleotemas, en su mayoría estalactitas. El centro del trabajo era la calcita *length-fast* (L-F) ya que, según ellos, es con mucho el tipo más común. Esta calcita L-F se presenta la mayor parte de las veces como cristales columnares o fibrosos (según la definición de Folk, 1974), todos ellos similares en aspecto y anchura a la calcita en empalizada descrita por Folk y Assereto (1976). La presencia de cristales fibrosos (con una relación longitud:anchura >6) es el resultado según Kendall y Broughton (1978) de un largo lapso de tiempo en el que las condiciones de crecimiento permanecen estables, por lo que los cristales siguen acrecionando láminas y aumentando su relación longitud:anchura.

Kendall y Broughton (1978) describen seis facies de calcita L-F (figura 1.2) en función del tipo de laminación así como de las inclusiones presentes y las texturas que forman (*patterns*).

- Tipo 1. Láminas suavemente curvadas compuestas por inclusiones lineales paralelas o subparalelas al eje óptico del cristal, incluso cuando éste es oblicuo a la superficie de la estalactita.
- Tipo 2. Láminas suavemente curvadas formadas por una concentración de inclusiones submicrométricas. Confieren pseudopleocroísmo a la calcita que varía de color al girar la platina entre incoloro y marrón.

- Tipo 3. También está definido por calcita pseudopleocroica pero, en lugar de formar suaves líneas curvadas, define caras cristalinas de calcita romboédrica o escalenoédrica.
- Tipo 4. También define posiciones de caras cristalinas pero por medio de concentraciones de inclusiones alargadas como las de la calcita tipo 1.
- Tipo 5. Esta microfacies de calcita se caracteriza por presentar gran cantidad de impurezas, de modo que la fábrica del cristal está en parte o totalmente oscurecida. Estas láminas pueden separar zonas con hábitos cristalinos diferentes y a la vez ser la base de cristales *length-slow* (L-S). Es equivalente al *coconut meat* descrito por Folk y Assereto (1976).
- Tipo 6. Corresponde a calcita transparente pobre en inclusiones fluidas que aparece entre láminas de otros tipos de calcita.

El tránsito horizontal y vertical entre estos tipos de calcita descritos puede ser neto o gradual.



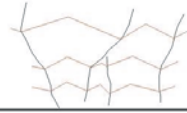

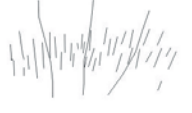

		FORMA	COMPOSICIÓN
Tipo 1		Láminas suaves	Inclusiones lineales o alargadas
Tipo 2		Láminas suaves	Calcita pseudopleocroica
Tipo 3		Define antiguas caras cristalinas	Calcita pseudopleocroica
Tipo 4		Define antiguas caras cristalinas	Inclusiones lineales o alargadas
Tipo 5		Láminas gruesas con inclusiones muy abundantes	
Tipo 6		Limpia, sin láminas ni inclusiones	

Figura 1.2. Los seis tipos de calcita columnar descritos por Kendall y Broughton (1978).

La génesis de estos tipos de calcita se debe a los distintos grados de coalescencia entre distintos cristaltos de crecimiento no competitivo formadores de cada cristal columnar. De manera muy resumida podríamos

decir que la precipitación de calcita lenta permitiría una coalescencia perfecta de los cristalitos formando una lámina transparente dentro del cristal columnar mientras que el crecimiento rápido dejaría espacios libres entre los cristalitos que se conservarían como inclusiones más o menos alargadas (fig. 1.3).

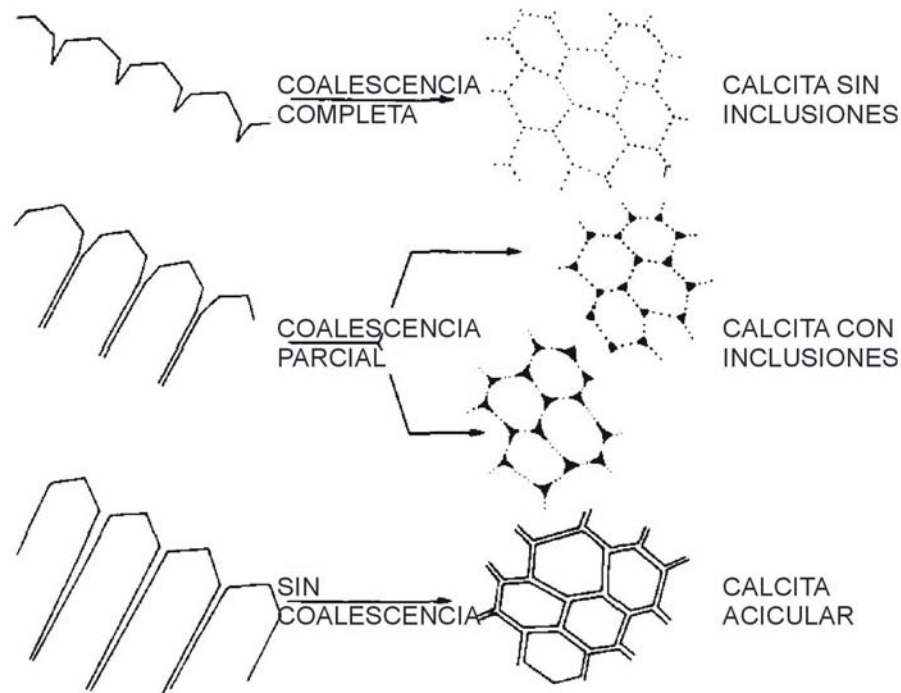


Figura 1.3. Mecanismo de crecimiento de cristales columnares de los espeleotemas según Kendall y Broughton (1978).

Catorce años después, González *et al.* (1992), basándose en los avances que habían tenido lugar dentro de la Cristalografía en los años 80, tratan de relacionar las morfologías y hábitos de los cristales de calcita con la composición del agua a partir de la que se forman. De una manera exhaustiva y sistemática recogen y analizan agua de distintas cuevas, estudian mediante microscopía electrónica el hábito de la calcita actual y lo relacionan con la sobresaturación del correspondiente fluido:

- Sobresaturación $< 6 \rightarrow$ formación de romboedros
- $6 < \text{sobresaturación} < 12 \rightarrow$ romboedros maclados con aspecto de escalenoedros.
- Sobresaturación $> 12 \rightarrow$ verdaderos escalenoedros.
- $12 < \text{sobresaturación} < 19 \rightarrow$ caras curvas.

Además, defienden que el crecimiento cristalino en los espeleotemas es competitivo y que la formación de cristales columnares o fibrosos depende en última instancia del número de núcleos disponibles.

El mayor problema de este trabajo es su escasa aplicabilidad al estudio de los espeleotemas antiguos ya que las caras cristalinas de los cristales rara vez se observan.

El estudio suscita dos réplicas de Dickson (1993a y 1993b) con sus correspondientes contrarréplicas (González, 1993 y González *et al.*, 1993) y otra de Kendall (1993) en la que echa en cara a los autores del trabajo que no hayan tenido en cuenta nada de lo que él en colaboración con Broughton publicó en 1978. La contrarréplica de González (1993) es tremenda. Podría resumirse en que obviaron el trabajo anterior por considerar que todos los espeleotemas estudiados por Kendall y Broughton (recordemos que eran aproximadamente 150) estaban probablemente recrystalizados.

En resumen, hasta el año 1993 se habían descrito tres tipos de calcita según la orientación de los ejes cristalográficos en una colada (Folk y Assereto, 1976) y seis subtipos dentro de la calcita L-F en función de la laminación y las inclusiones (Kendall y Broughton, 1978). El hábito de los cristales se había relacionado con el contenido en Mg de los fluidos (Folk y Assereto, 1976), con la estabilidad de las condiciones de precipitación en el tiempo (Kendall y Broughton, 1978) y con la sobresaturación de los fluidos (González *et al.*, 1992).

Igualmente, se había propuesto que el crecimiento de los cristales de los espeleotemas no era competitivo (Kendall y Broughton, 1978) y su contrario (González *et al.*, 1992) así como tres mecanismos de crecimiento absolutamente diferentes: la formación de cristales fibrosos frente a columnares debido al contenido en Mg de las aguas (Folk y Assereto, 1976), a la coalescencia de cristalitos y permanencia de las condiciones de crecimiento (Kendall y Broughton, 1978) o a la presencia de un mayor número de núcleos generados de manera heterogénea en un flujo rápido del agua (González *et al.*, 1992).

A finales de los años 90, Frisia y sus colaboradores definen cinco texturas típicas de espeleotemas recientes: columnar, fibrosa, microcristalina, dendrítica y tobácea (Frisia *et al.*, 1997 y 2000). En principio tratan de darles una interpretación climática sencilla (frío, calor, humedad, sequía...) relacionando la aparición de las distintas texturas con las tendencias que presentan los registros de isótopos estables (figura 1.4).

Poco después describen las características morfológicas y microestructurales de cada una de estas texturas utilizando microscopio electrónico de barrido y de transmisión (Frisia *et al.*, 2000) para comprender la génesis de cada una de ellas y relacionarla a su vez con ciertos factores ambientales.

- Las **texturas columnar y fibrosa** se forman cuando los espeleotemas están cubiertos continuamente por agua con baja sobresaturación. Estas texturas se forman en equilibrio isotópico. Los cristales tienen pocas imperfecciones y crean escalones de crecimiento por medio de dislocaciones de la red cristalina. Consideran cristales columnares a los que tienen una relación longitud/anchura < 6 y fibrosos a los que exceden esta relación, según la definición clásica de Folk (1974).

Parámetros climáticos	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Texturas
Frío	↑ (sólo en caso de frío muy severo)	↑	Dendrítico a microcristalino
Cálido		↓	Microcristalino/columnar
Seco	↑		Microcristalino a dendrítico
Húmedo	↓		Microcristalino/columnar
Evaporación	↑	↑	Dendrítico

Figura 1.4. Interpretación climática de las texturas cristalinas de los espeleotemas según Frisia *et al.* (1997a).

- La **textura microcristalina** (nombre poco afortunado en nuestra opinión) está formada por cristales con numerosos defectos en la red. Se forma con sobresaturaciones bajas, como la fábrica columnar y la fibrosa, pero con descarga variables de agua y presencia de inhibidores del crecimiento. El aspecto general es de grandes cristales y la textura microcristalina sólo es claramente diferenciable con el microscopio electrónico de barrido. Estos grandes cristales (“agregados” para Frisia *et al.*) tienen tamaño milimétrico en muchos casos y presentan extinción ondulante, mientras que lo que confiere a estos cristales la textura microcristalina correspondería a los cristalitos definidos por Kendall y Broughton (1978).
- La **textura dendrítica** es la que presenta una mayor densidad de defectos cristalinos. Se desarrolla con sobresaturaciones altas como resultado de exolución de CO_2 muy prolongada en el tiempo o evaporación y por tanto, posiblemente, con regímenes periódicos de flujo muy lento.
- La **textura tobácea** (*Cave calcareous tufa*), que se forma en desequilibrio isotópico.

Es una importante aportación conocer qué texturas han precipitado más cerca del equilibrio ya que el equilibrio isotópico es una condición necesaria para la correcta interpretación del registro isotópico. El estudio de Frisia *et al.* (2000) reafirmaba a través de muestras naturales las conclusiones de Kim y O’Neil (1997) obtenidas en experimentos de laboratorio. Estos autores demostraron que el fraccionamiento isotópico fuera del equilibrio tiene lugar cuando los cristales crecen a alta sobresaturación.

Por otro lado, el estudio de la petrografía de espeleotemas se revitaliza gracias a la confirmación de la existencia de láminas anuales (Baker *et al.*, 1993), la

posibilidad de estudiar la luminiscencia de la calcita espeleotémica con fines paleoclimáticos (Shopov *et al.*, 1994; Shopov, 1997 y 2001) y a los estudios de algunos procesos diagenéticos en los espeleotemas (Frisia, 1996; McDermott *et al.*, 1999).

En 1995 J.C. Cañaveras presenta su Tesis Doctoral, en la que dedica una extensa parte a la petrografía de espeleotemas antiguos y poco después, Bertaux *et al.* (2002) publican la primera “columna microestratigráfica” de una estalagmita aragonítica y definen secuencias basándose en la nucleación y desarrollo de los cristales de aragonito.

Por último, merece una mención la recopilación y publicación en Internet de un atlas sobre petrografía de espeleotemas (Railsback, 2000). Por otro lado, también es muy interesante su artículo publicado en 2002 sobre el posible origen diagenético de la calcita columnar según criterios geoquímicos.

Resumiendo la información sobre calcita columnar revisada hasta ahora vemos que es con mucho la fábrica más común en los espeleotemas y que algunos autores la han descrito como primaria y además apta para estudios isotópicos, por ejemplo Kendall y Broughton (1978) y Frisia *et al.*, (1997 y 2000) mientras que otros la interpretan en casi todos (González *et al.*, 1992) o en algunos casos (Railsback, 2002) como producto de reemplazamiento o recristalización.

1.4.2. Datación por series de uranio

La datación radiométrica de los espeleotemas estudiados constituye uno de los pilares fundamentales de esta investigación. Para la datación absoluta de los espeleotemas se ha recurrido a las series de uranio, el método más utilizado en la actualidad debido a su precisión y su rango de aplicación relativamente amplio (hasta 600.000 años BP). Para obtener más información sobre este método y las posibilidades que ofrece, se pueden consultar las revisiones de Ivanovich y Harmon (1992), Dorale *et al.* (2001a) o Richards y Dorale (2003).

Dentro de la denominación de series de uranio se incluyen varios métodos de datación basados en las series de desintegración de ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th (figuras 1.5 y 1.6). El uranio y el torio se desintegran de manera natural y generan distintos isótopos de plomo estable (^{207}Pb , ^{206}Pb y ^{208}Pb) a través de varios isótopos de otros elementos de vida relativamente corta (^{231}Pa , ^{226}Ra ...). Combinando distintos pares de isótopos se pueden datar materiales en un rango que varía desde sólo unos días (por ejemplo con ^{222}Rn) a más de un millón de años (por ejemplo $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$).

Las series de uranio se caracterizan porque los isótopos radiogénicos o hijos son a su vez radiactivos. Por eso, si el sistema permanece inalterado durante un cierto intervalo de tiempo, se alcanza un estado de equilibrio “secular” en el que la tasa de desintegración o actividad de isótopos padres e hijos se iguala, marcando el límite de aplicación de cada método

$$dNdt = N_1\lambda_1 = N_2\lambda_2 = \dots N_n\lambda_n$$

siendo λ_i igual a la constante de desintegración del isótopo i y N_i el número de átomos del isótopo i presente en ese momento

Por lo tanto, la abundancia de cada nucleido será proporcional a su vida media e inversamente proporcional a su constante de desintegración.

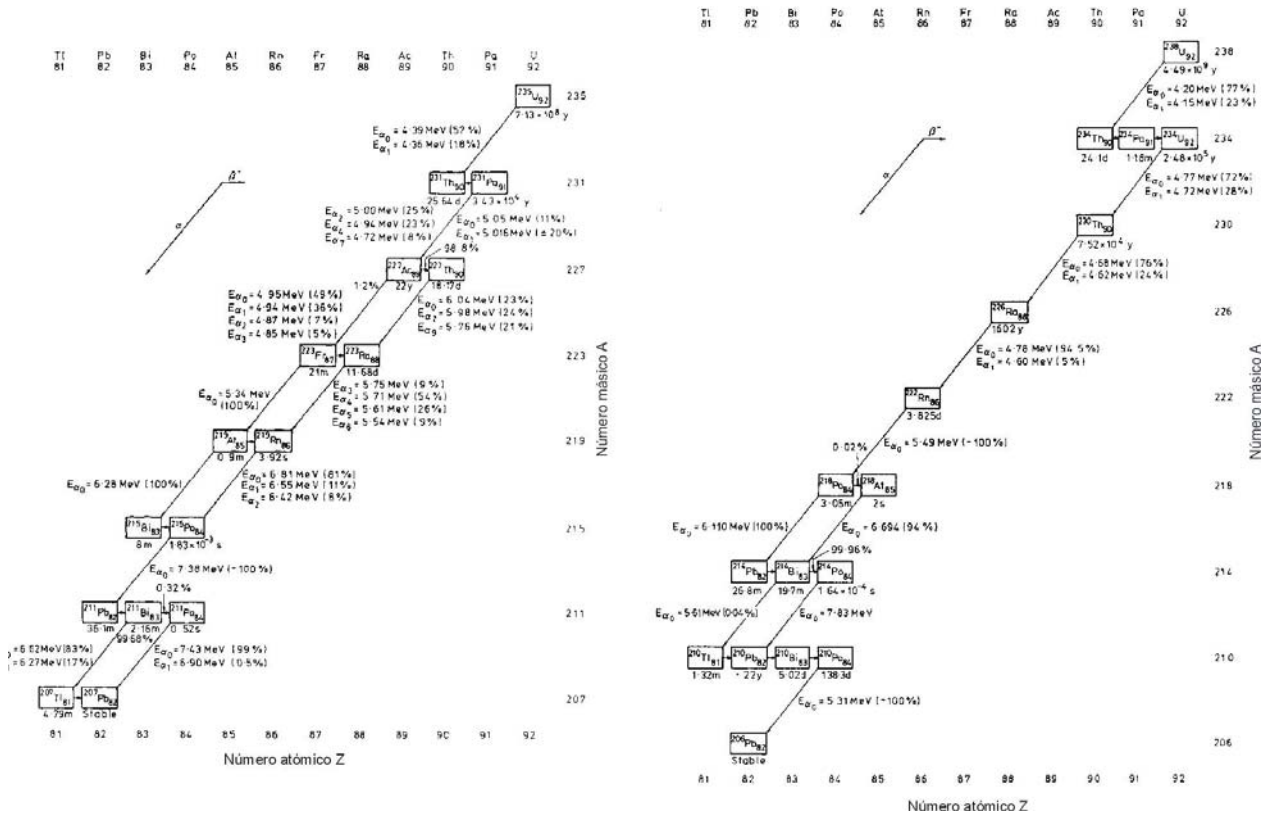


Figura 1.5. Series de desintegración de ^{235}U y ^{238}U según Dickin (2002).

Algunos procesos naturales como la erosión, la sedimentación, la fusión o la cristalización, fraccionan las series de desintegración debido al distinto comportamiento químico de los elementos y crean una situación de disequilibrio secular cuyo análisis permite la datación del proceso fraccionador.

En el caso de la datación de espeleotemas se suele utilizar la relación entre los isótopos $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ que constituyen pasos intermedios de la serie de desintegración del ^{238}U .

El uranio inicia su ciclo sobre la superficie terrestre como elemento traza en silicatos y óxidos en forma de ión tetravalente U^{4+} relativamente insoluble. Durante la meteorización se oxida a U^{6+} que forma complejos hidrosolubles con bicarbonato, fosfato y otros ligandos (por ejemplo, $\text{UO}_2(2\text{CO}_3)$ y $\text{UO}_2(3\text{CO}_3)$). Por el contrario el torio es muy insoluble y permanece adsorbido sobre la superficie de las arcillas y las moléculas orgánicas o coprecipita con hidróxidos y permanece prácticamente inmóvil durante todo el proceso de meteorización. Esto implica que las aguas a partir de las que precipita la calcita de los

espeleotemas pueden contener algo de uranio disuelto pero no suelen contener torio ya que el tiempo de permanencia del agua en el acuífero es corto en relación a la vida media del ^{234}U . El torio sólo puede entrar a formar parte de un espeleotema ligado a la materia orgánica o adsorbido sobre algunos minerales detríticos insolubles. El uranio, en cambio, entra en la calcita como elemento traza y a partir de ese momento la cantidad de ^{230}Th aumenta en función del tiempo como producto de la desintegración del uranio hasta alcanzar el equilibrio secular.

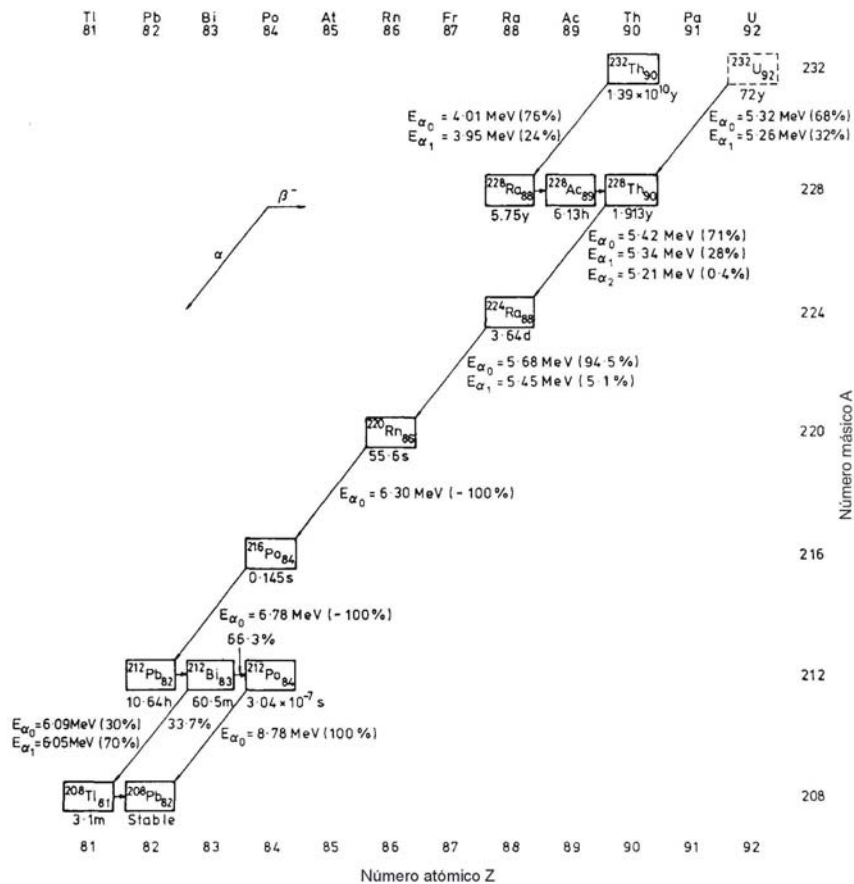


Figura 1.6. Serie de desintegración de ^{232}Th según Dickin (2002).

El primero en utilizar esta relación fue Khlapin (1926), que asumió que ^{234}U y ^{238}U estaban en equilibrio secular y que todo el torio presente en la muestra provenía directamente del ^{238}U . Con unos pasos sencillos, obtuvo la ecuación de desintegración que utilizó para datar y que, normalizada respecto a ^{234}U , es el primer miembro de la actual ecuación de datación.

$$\frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}} = 1 - e^{-\lambda^{230}t}$$

En la actualidad sabemos que $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ rara vez están en equilibrio secular en las aguas naturales. La relación $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ puede variar desde 1 (equilibrio secular) hasta 10 ó más. Para analizar el estado de disequilibrio secular se mide la relación entre los dos isótopos hijos $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ y además la de éstos respecto al isótopo padre ^{238}U . Para obtener una edad a partir de las relaciones medidas de $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ y $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ se aplica la siguiente ecuación:

$$\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}} = \frac{((1 - e^{-\lambda_{230}t}) / (^{234}\text{U}/^{238}\text{U})) + ((1 - (1 / (^{234}\text{U}/^{238}\text{U})) (\lambda_{230} / (\lambda_{230} - \lambda_{234})))}{(1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234})t})}$$

donde

^{230}Th se refiere sólo a la parte radiogénica del ^{230}Th

λ_{230} es igual a la constante de desintegración del ^{230}Th

λ_{234} es igual a la constante de desintegración del ^{234}U

t es igual a la edad de la muestra

en la que el primer miembro de la derecha corresponde al ^{230}Th formado por desintegración del ^{234}U y ^{238}U si éstos estuvieran en equilibrio secular y el segundo miembro, más largo, corresponde a la cantidad de ^{230}Th formada por el exceso de ^{234}U presente en disequilibrio (Dickin, 2002). Esta ecuación puede resolverse iterativamente o gráficamente (fig.1.7).

Como se puede ver en el diagrama, la línea de calibración $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1$ (equilibrio secular) señala las edades en función del aumento de ^{230}Th mientras que las isocronas verticales añaden la corrección debida al uranio que está en disequilibrio. Como se puede ver, esta corrección es innecesaria para muestras con edades menores de 30 ka.

Como todos estos nucleidos se desintegran emitiendo partículas α o β junto con radiación γ es posible calcular la abundancia de cada isótopo recogiendo el espectro de emisión (espectrometría α) o bien midiendo la relación de masas en un espectrómetro (*thermal ionization mass spectrometer* - TIMS o *ion coupled plasma mass spectrometer* - ICPMS).

El método tradicional para medir la abundancia de estos nucleidos ha sido la espectrometría α . Las partículas α tienen una capacidad de penetración en la materia muy pequeña por lo que las fuentes se deben preparar en películas muy finas y analizarlas en cámaras de vacío. Al aplicar un potencial entre ánodo y cátodo se consigue que los pulsos eléctricos generados por la emisión de partículas α sean proporcionales a su energía cinética. Se exporta la señal a un analizador multicanal donde se registran las cuentas en función del nivel de energía de cada emisión. Para obtener errores de 1% (equivalente a 1σ) son normalmente necesarios intervalos de medida de más de una semana. Dada la escasez de los elementos a medir así como la necesidad de una película muy delgada para la fuente, la extracción y purificación química es esencial. Es necesario separar uranio de torio ya que algunas emisiones de partículas α de estos elementos tienen energías que se solapan (por ejemplo, la segunda energía de desintegración más importante de ^{234}U (4,72 MeV) coincide casi

exactamente con el pico primario de ^{230}Th (4,68 MeV) si se utilizan canales de anchura $\sim 0,07$ MeV).

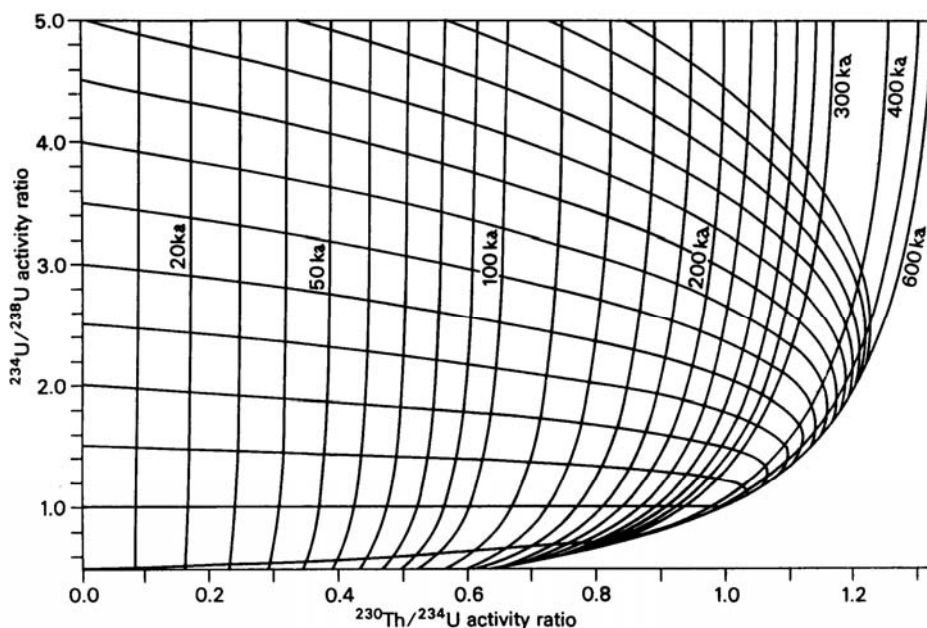


Figura 1.7. Resolución gráfica de la ecuación utilizada para obtener edades absolutas por medio de las relaciones $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ y $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (modificado de Kaufman y Broecker, 1965).

Dado que la eficacia de la extracción química nunca alcanza el 100%, se añade un trazador a la muestra para calcular el porcentaje de recuperación. Uno de los más utilizados tradicionalmente es el compuesto por ^{232}U ($t_{1/2} = 72$ años) y el isótopo radiogénico que se forma de manera natural a partir de él ^{228}Th ($t_{1/2} = 1,9$ años). La corta vida media del isótopo hijo hará que los dos nucleidos alcancen el equilibrio secular en unos 20 años. Alternativamente, se pueden utilizar isótopos artificiales de vida más larga ^{229}Th ($t_{1/2} = 6$ años) y ^{236}U ($t_{1/2} = 70$ años).

Con espectrometría de masas el límite de datación puede alcanzar hasta 7 vidas medias. El mecanismo de medida de los espectrómetros de masas, que basan sus estimaciones en medidas relativas, generaba un problema ya que es necesario medir relaciones entre dos isótopos cuya abundancia es muy diferente. Edwards *et al.* (1987) lo evitaron midiendo $^{234}\text{U}/^{235}\text{U}$ en lugar de $^{238}\text{U}/^{234}\text{U}$, ya que la relación $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ es igual a 137,88 en la mayoría de las rocas naturales.

Edwards *et al.* (1987) analizaron el uranio y el torio en filamentos simples de renio cubiertos con grafito consiguiendo una altísima eficiencia de ionización para muestras muy pequeñas. En estas condiciones es fundamental la limpieza durante la separación química. Li *et al.* (1989) utilizaron un método alternativo para conseguir una buena ionización de torio con menos exigencias de limpieza. Se utilizaron dobles filamentos, con un filamento central muy caliente.

Para espectrometría de masas no se pueden utilizar trazadores de isótopos de vida corta, debido a su poquísima abundancia. Edwards *et al.* (1987) utilizaron un trazador doble de $^{236-233}\text{U}$ para corregir el fraccionamiento de uranio durante el análisis y ^{229}Th .

Estos últimos avances son los que se utilizan en la actualidad en todos los laboratorios de datación con espectrometría de masas.

1.4.3. Análisis de isótopos estables

Se entiende por isótopos de un elemento químico a aquellos átomos del mismo elemento que tienen distintos número de neutrones y por tanto, distinta masa y volumen. Esta diferencia condiciona algunas de sus propiedades físico-químicas y termodinámicas tales como la densidad, la velocidad de reacción y difusión y la energía de enlace, entre otras. Los isótopos se denominan estables cuando su periodo de semidesintegración es tan largo que no podemos medirlo.

La abundancia relativa en la naturaleza de los isótopos estudiados en esta memoria es (Faure, 1998):

^1H – 99,985 %	^{12}C – 98,90 %	^{16}O – 99,762 %
^2H (D) – 0,015 %	^{13}C – 1,10 %	^{17}O – 0,038 %
		^{18}O – 0,200 %

En el caso del oxígeno sólo se utilizan los isótopos ^{16}O y ^{18}O por ser los más abundantes y los que tienen una mayor diferencia de masa y propiedades entre ellos.

El valor δ es la forma más comúnmente empleada para referirse a las composiciones isotópicas. Se define como:

$$\delta_{\text{muestra}} = \frac{R_{\text{muestra}} - R_{\text{std}}}{R_{\text{std}}} \times 1000$$

Donde:

R_{muestra} es la relación isotópica del elemento al que se refiere δ obtenida en la muestra, tomada siempre como el isótopo pesado respecto al ligero ($\text{D}/^1\text{H}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en nuestro caso)

R_{std} es la misma relación isotópica correspondiente al estándar

δ_{muestra} se expresa en ‰ y es igual a 0 cuando la composición isotópica de la muestra es la misma que la del estándar, mayor que 0 cuando la muestra está enriquecida en isótopos pesado respecto al estándar y menor que 0 cuando está empobrecida.

La relación entre los isótopos pesados y ligeros de un elemento no es constante sino que se puede modificar durante ciertos procesos físico-químicos como reacciones químicas o cambios de fase. Este cambio en la relación entre los isótopos se conoce como fraccionamiento isotópico (α) y se pueden dividir en dos grupos principales: las reacciones de intercambio isotópico que mantienen el equilibrio isotópico y los procesos cinéticos que no lo mantienen:

- Las reacciones de intercambio isotópico están controladas por la fuerza de los enlaces entre distintos iones o moléculas y, en general, siguen la norma común de que los isótopos ligeros forman enlaces más débiles y son más reactivos. Así, en el caso de un carbonato precipitado a partir de una solución acuosa, los isótopos pesados del oxígeno tendrán más preferencia por la fase sólida en la que los enlaces químicos son más fuertes y los isótopos ligeros tenderán más a quedarse en la fase líquida, con enlaces más débiles. En el caso de precipitación de calcita en condiciones de equilibrio isotópico, la magnitud del fraccionamiento es predecible y depende de la temperatura (McCrea, 1950). Esta dependencia de la temperatura es la base del geotermómetro utilizado en esta investigación.
- Los fraccionamientos cinéticos se producen debido a las diferencias en las velocidades de reacción de las moléculas con distinta composición isotópica y están relacionados con procesos físico-químicos que se producen de forma incompleta y/o unidireccional. Por ejemplo, la evaporación de agua puede provocar precipitación de calcita fuera del equilibrio isotópico por lo que el fraccionamiento α en este caso sería difícilmente cuantificable.

De estos conceptos se deduce la importancia de saber si la calcita precipitó en equilibrio isotópico con el agua o no. Si la calcita no precipitó en equilibrio isotópico el geotermómetro tal cual no será aplicable.

El estudio de los parámetros que afectan al estado de equilibrio isotópico del sistema durante la precipitación de carbonato ha sido abordado por distintos autores como Dreybrodt *et al.* (1992), Romanek *et al.* (1992), Baker *et al.* (1996) y Kim y O'Neil (1997) mediante la inducción de la precipitación de calcita en el laboratorio y el estudio de los precipitados naturales. Prácticamente todos coinciden en afirmar que los factores fundamentales a controlar son: temperatura, velocidad de precipitación e iones en solución, pero no coinciden en el grado de influencia de cada uno de ellos. En general, lo que se suele hacer es que la condición de equilibrio isotópico se acepta o no *a posteriori* en función de los datos obtenidos al analizar el carbonato (Romanek *et al.*, 1992; Kim y O'Neil, 1997).

Se han propuesto varias comprobaciones para deducir si la calcita de los espeleotemas precipitó o no en equilibrio isotópico con el agua. La más conocida es la propuesta por Hendy en 1971. Se basa en que si la calcita precipitó en equilibrio, por ejemplo por exolución lenta de CO₂, esto producirá

el mismo fraccionamiento del oxígeno por toda la superficie del espeleotema, y dado que la composición isotópica del agua de goteo y la temperatura son las mismas, el valor $\delta^{18}\text{O}$ tendrá que ser también el mismo por toda la paleosuperficie. Por lo tanto, en primer lugar se comprueba que el valor isotópico de oxígeno permanece constante a lo largo de toda una lámina de crecimiento. La segunda prueba se centra en la relación de los isótopos de oxígeno con los de carbono a lo largo de una lámina. Si el carbono y el oxígeno covarían es porque probablemente ha existido algún proceso cinético que ha afectado a los dos fraccionamientos paralelamente.

Una de las mayores limitaciones que presentan las pruebas de Hendy es la dificultad práctica que representa muestrear exactamente una única lámina de crecimiento. Estas láminas no suelen tener más de unas decenas de micras de espesor y un taladro normal no llega a tomar menos de 500 μm . Además, es difícil diferenciar las láminas de crecimiento a simple vista, especialmente hacia los laterales de las estalagmitas, donde normalmente se estrechan. Por eso, la interpretación del equilibrio según las pruebas de Hendy (1971) puede ser en algún caso poco concluyente.

Dorale *et al.* (2001b) admiten que no existe aún una prueba absoluta para la ausencia de procesos cinéticos. Sin embargo, consideran que si dos espeleotemas tienen registros similares es una buena prueba de que ambos precipitaron en equilibrio isotópico y proponen esta alternativa como un test mucho más robusto que el de Hendy. Según los propios autores, en teoría esta comprobación no sería estrictamente suficiente, pero como cada goteo es diferente, debería ser suficiente en la práctica. En cambio, nosotros pensamos que si existen efectos cinéticos en una sala de una cueva, tales como los producidos por evaporación rápida, podrían inducir efectos cinéticos similares en dos estalagmitas cercanas.

Una prueba añadida es comprobar la covariación de los isótopos de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento de cada estalagmita. Esto no nos asegurará que el equilibrio existió en todos los momentos a lo largo del crecimiento pero sí dará una idea de si no existió en general, cosa que podría ocurrir cuando los dos registros (oxígeno y carbono) sean paralelos.

Geotermómetro de la calcita. Isótopos de oxígeno e hidrógeno.

La utilización de las concentraciones relativas de distintos isótopos estables de un elemento como geotermómetro se sugirió por primera vez en 1947 a la vez que se llegaba a la conclusión de que el oxígeno era el elemento más adecuado para este tipo de investigaciones. En un magnífico trabajo, Urey (1947) definió por primera vez las diferencias en las propiedades termodinámicas entre isótopos de un mismo elemento (hasta entonces sólo se conocían las diferencias de densidad y otras propiedades físicas básicas). En ese artículo, lleno de explicaciones teóricas, desarrollos experimentales y sobre todo, muchas ideas nuevas, propone por primera vez la utilización del par calcita-agua para calcular paleotemperaturas de precipitación de la calcita. Al año siguiente, el mismo autor trata de aplicar esta idea para estimar la

paleotemperatura de los mares cretácicos a partir de restos de belemnites, obteniendo temperaturas de entre 18 y 27°C (Urey, 1948). Urey subraya, sin embargo, la importancia de utilizar para estas estimaciones solamente depósitos marinos, ya que la composición isotópica de la solución de partida debe ser conocida y la del agua meteórica es demasiado variable (Urey *et al.*, 1948).

La escala de paleotemperaturas propuesta por Urey se basa en el hecho de que la constante de equilibrio para la reacción de intercambio isotópico calcita-agua (K_{c-a}) depende casi exclusivamente de la temperatura. Esta reacción de intercambio isotópico entre calcita y agua sería



Para la que la constante de equilibrio sería

$$K_{c-a} = [(\text{CaC}^{18}\text{O}_3)^{1/3}(\text{H}_2^{16}\text{O})] / [(\text{CaC}^{16}\text{O}_3)^{1/3}(\text{H}_2^{18}\text{O})] \quad (1.2)$$

O reescrita

$$K_{c-a} = [(\text{CaC}^{18}\text{O}_3)/(\text{CaC}^{16}\text{O}_3)]^{1/3} / [(\text{H}_2^{18}\text{O})/(\text{H}_2^{16}\text{O})] \quad (1.3)$$

Se define así el fraccionamiento isotópico (α_{A-B}) que, en general para los isótopos de cualquier elemento, controla la distribución de los isótopos de ese elemento entre dos sustancias o fases y se produce durante ciertos procesos físicos y/o químicos. El coeficiente de fraccionamiento α se define en general como

$$\alpha_{c-a} = K_{c-a}^{1/n} = R_c/R_a \quad (1.4)$$

donde n es el número de átomos intercambiados

Como en el caso de la calcita, la reacción sólo implica el intercambio de un átomo, entonces en equilibrio

$$K_{c-a} = \alpha_{c-a} = R_c/R_a \quad (1.5)$$

Donde α_{c-a} es el fraccionamiento medido para calcita-agua y R_c y R_a son las relaciones $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ medidas en la calcita y el agua respectivamente.

En el caso $\alpha_{A-B} = R_A/R_B$, siempre se identifica la sustancia A como la más enriquecida de las dos en el isótopo pesado para que α tenga un valor mayor o igual a 1.

Los valores de fraccionamiento isotópico se estiman empíricamente. El valor del fraccionamiento isotópico entre agua y calcita (α_{c-a}) en el rango de temperaturas de 0 a 25°C fue estudiado en detalle y por primera vez por McCrea en 1950 para carbonato precipitado inorgánicamente a partir de agua de mar. Posteriormente, Epstein *et al.* (1951 y 1953) calcularon los valores correspondientes a carbonatos biogénicos pertenecientes a las conchas de moluscos criados en tanques con termostatos en el laboratorio o en condiciones naturales en lugares con temperaturas de la superficie del océano conocidas.

O'Neil *et al.* (1969) aumentaron el rango de temperatura estudiado a través de experimentos de laboratorio, alcanzando los 500°C. Al mismo tiempo, Tarutani

et al., (1969) precipitaron calcita, aragonito y calcita magnesiana sintéticos a partir de distintas soluciones carbonatadas. Demostraron que a 25°C las calcitas magnesianas están enriquecidas en ^{18}O ~0,06‰/mol % Mg y el aragonito en ~0,6‰ respecto a la calcita pura. Estos datos se vieron confirmados y ampliados por estudios posteriores a distintas temperaturas (Sommer y Rye, 1978 y Grossman y Ku, 1986).

Otros autores como por ejemplo Bottinga y Javoy (1973), Friedman y O'Neil (1977) y Romanek *et al.* (1992) entre otros, han definido relaciones geotermométricas para la precipitación de distintos carbonatos divalentes en rangos de temperatura cada vez más amplios. En general, y según publicaron ya Epstein *et al.* en 1953, todas relacionan el fraccionamiento con la inversa de la temperatura a la primera potencia (baja temperatura) o a la segunda potencia (alta temperatura)

$$\ln \alpha \approx 1/T \quad \text{ó} \quad \ln \alpha \approx 1/T^2 \quad (1.6)$$

es decir, a menor temperatura, mayor fraccionamiento, siendo

$$\alpha_{c-a} = (1000 + \delta^{18}\text{O}_c) / (1000 + \delta^{18}\text{O}_a) \quad (1.7)$$

Las ecuaciones más utilizadas en la actualidad para el análisis de carbonatos inorgánicos son la propuesta por Friedman y O'Neil (1977) para el rango de temperatura comprendido entre 0 y 500 °C

$$10^3 \ln \alpha_{c-a} = 2,78 (10^6 T^{-2}) - 2,89 \quad (1.8)$$

y la de Kim y O'Neil (1997) para la estimación de paleotemperaturas entre 10 y 50°C

$$10^3 \ln \alpha_{c-a} = 18,03 (10^3 T^{-1}) - 32,42 \quad (1.9)$$

En el momento actual, y en palabras de los propios Kim y O'Neil, se ha demostrado que el potencial del geotermómetro basado en el fraccionamiento de los isótopos de oxígeno es enorme pero todavía hay algunas incertidumbres, en gran parte debidas a las disparidades existentes entre los datos obtenidos en carbonatos sintéticos y naturales orgánicos e inorgánicos. A pesar de ello, este geotermómetro lleva siendo utilizado ya 50 años y permite obtener aproximaciones cuantitativas a las temperaturas del pasado.

Por otro lado, como se puede deducir a partir de las fórmulas geotermométricas (1.8) y (1.9), para obtener estimaciones de paleotemperatura es necesario conocer la composición isotópica de la calcita y del agua a partir de la que precipitó la calcita. La combinación de ambos permite obtener la magnitud del fraccionamiento. En calcitas antiguas, la fase líquida está ausente y esta dificultad se ha subsanado en el caso de los espeleotemas de varias maneras:

1. La manera más sencilla es asumir la composición isotópica del agua de goteo del pasado igual o similar a la del agua de goteo actual en la cueva (Dorale *et al.*, 1998). Esta asunción sólo tiene fundamento en contados casos en latitudes medias y bajas poco continentales.
2. La segunda solución es estimar la composición isotópica del agua en el pasado en función de la de las precipitaciones. Dansgaard en 1964

comprobó que las concentraciones relativas de ^{18}O en el hielo de Groenlandia disminuyen en los periodos fríos. Obtuvo una relación según la cual el aumento de un grado centígrado provocaría un incremento de $\delta^{18}\text{O}$ de 0,69‰. Supuso que esta relación era válida para todas las aguas meteóricas de latitudes medias y altas. Seis años después, Duplessy *et al.* (1970) en uno de los primeros artículos sobre geotermometría en espeleotemas, ya emplearon este valor junto con el del fraccionamiento calcita – agua para obtener estimaciones de paleotemperaturas. Esta idea supone que ambos efectos contrarios (el fraccionamiento calcita-agua en la cueva ($\delta^{18}\text{O} \approx -0,24 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$, Kim y O’Neil, (1997) y el cambio de composición de las precipitaciones a nivel global $\delta^{18}\text{O} = +0,69 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$, Dansgaard (1964)) tienen la misma importancia y son contemporáneos.

$$\delta^{18}\text{O} = 0,69 \Delta t - 0,24 \Delta t \quad (1.10)$$

$$\delta^{18}\text{O} = 0,45 \Delta t \quad (1.11)$$

3. Una solución muy ingeniosa pero poco reproducible es la propuesta por Talma y Vogel (1992). Estos autores utilizaron un acuífero confinado cercano a la cueva y de edad similar a la de la estalagmita estudiada (15-30 ka) para estimar la composición isotópica de las precipitaciones durante esa parte del Pleistoceno en el sur de África.
4. Lauritzen y Lundberg (1999b) han propuesto la “función delta para espeleotemas” (*speleothem delta function – SDF*) que tiene en cuenta el fraccionamiento termodinámico entre agua y calcita y lo que han denominado “función de goteo”, que relaciona el valor isotópico de las aguas de goteo con la composición isotópica de las precipitaciones locales. Sólo es necesario calibrar la ecuación con dos puntos bien datados cuyas temperaturas sean bien conocidas.
5. Existe otra solución muy ingeniosa que aún no se utiliza mucho debido a las complicaciones técnicas que presenta. Se trata del estudio de las inclusiones fluidas de la calcita. El agua contenida en las inclusiones fluidas primarias corresponde a una alícuota del agua de precipitación (Kendall y Broughton, 1978). La cantidad de agua atrapada es mínima comparada con la cantidad de calcita (0,01-0,3 % en peso), por lo que la composición isotópica de la calcita se mantiene prácticamente inalterada al cabo del tiempo pero el intercambio isotópico post-deposicional induce un cambio en el valor isotópico del oxígeno del agua, pero no así del hidrógeno. A lo largo de los estudios de la composición isotópica de las precipitaciones globales se había comprobado que la composición isotópica del agua de lluvia en oxígeno e hidrógeno covarían. Ya en 1953, Epstein y Mayeda por un lado y Friedman por otro, observaron que existía una correlación lineal entre ambas composiciones, pero fue Craig en 1961 el que obtuvo la siguiente relación a partir de más de 400 muestras de agua de todas las latitudes (figura 1.8)

$$\delta D = 8 \delta^{18}\text{O} + 10 \quad (1.12)$$

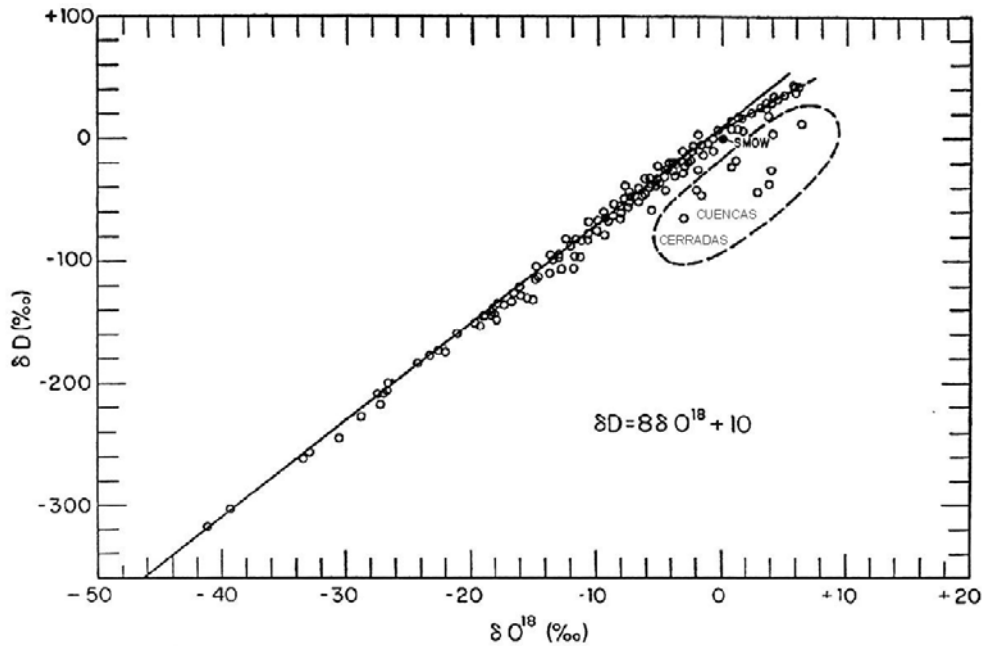


Figura 1.8. Curva meteórica según Craig (1961). Los puntos que se ajustan a la recta discontinua en la parte superior corresponden a ríos y lagos africanos. La notación se refiere al estándar SMOW.

Relaciones similares se encontraron después en el hielo del Pleistoceno depositado en la Antártida y Groenlandia (Dansgaard *et al.*, 1969 y Epstein *et al.*, 1970), por lo que esta sencilla relación fue utilizada por Schwarcz *et al.* en 1976 para obtener $\delta^{18}\text{O}_{\text{agua}}$ a partir de la composición isotópica en deuterio del agua atrapada en las inclusiones fluidas de los espeleotemas. Comprobaron su teoría en diversas estalagmitas de edades que variaban entre 0 y 230 ka y obtuvieron resultados bastante concluyentes (Schwarcz *et al.*, 1976). Sin embargo, al aplicar la misma técnica a espeleotemas generados durante el último periodo glacial obtuvieron paleotemperaturas por debajo de cero grados centígrados por lo que propusieron dos nuevas ecuaciones. La primera para la relación entre los isótopos de oxígeno e hidrógeno de las precipitaciones en épocas glaciales en latitudes medias del Hemisferio Norte

$$\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} \quad (1.13)$$

que es similar a la ecuación encontrada por Epstein *et al.*, (1970) en el hielo antártico ($\delta\text{D} = 7,9 \delta^{18}\text{O}$), y la segunda para las Islas Bermudas en cualquier época

$$\delta\text{D} = 6 \delta^{18}\text{O} + 4,2 \quad (1.14)$$

Concluyeron que las constantes de la relación propuesta por Craig (1961) podían cambiar dependiendo del momento y del lugar.

Este motivo, junto con el hecho de que había serias dudas sobre la fiabilidad del método de extracción del agua de las inclusiones

(decrepitación térmica), hizo que durante varios años se apartara el estudio isotópico de las inclusiones fluidas.

Hay algunas excepciones como la de Matthews *et al.* (2000), que estudiaron las inclusiones de varios espeleotemas de la cueva Soreq, en Israel, aunque con otros fines. En su estudio encuentran que dos de los espeleotemas, formados durante épocas glaciales siguen la curva meteórica global (Meteoric Water Line, MWL, Eq. 1.12) mientras que las precipitaciones en la actualidad en esa zona siguen la curva mediterránea (Mediterranean Meteoric Water Line – MMWL; Gat, 1980)

$$\delta D = 8 \delta ^{18}O + 22 \quad (1.15)$$

En 2001 se revitaliza este tipo de estudios, cuando Dennis, Rowe y Atkinson proponen una nueva forma de extraer el agua de las inclusiones (machaqueo más calentamiento) que constituye una gran mejora respecto al método anterior.

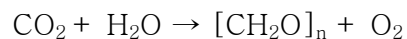
Por otro lado, Genty *et al.* (2002) consiguen extraer agua de inclusiones fluidas macroscópicas con una jeringuilla e inyectarla directamente en el espectrómetro sin pasos previos por lo que se reducen las posibilidades de fraccionamiento y proponen este método, cuando sea posible, para validar los otros dos anteriores (decrepitación térmica y machaqueo). Obtienen resultados muy aceptables, sin fraccionamiento de deuterio, y paleotemperaturas absolutas que están en concordancia con las obtenidas por otros métodos (polen, sondeos marinos y de hielo).

En la actualidad, el estudio de las inclusiones fluidas está experimentando una reactivación y presenta un enorme potencial (Serefiddin *et al.* 2004; Rowe *et al.*, 2006; Vonhof *et al.*, 2006; Zhang *et al.*, 2006).

Antecedentes de la utilización de los isótopos estables de carbono en el estudio paleoclimático a partir de espeleotemas

La distinta composición isotópica de diferentes especies de plantas se conoce desde los años 50 y en los 70 ya asumían que se podía utilizar esta diferencia de composición para distinguir entre distintos mecanismos de fotosíntesis (O’Leary, 1981).

Durante la fotosíntesis en las hojas de las plantas tiene lugar una reacción unidireccional que fracciona el carbono que las plantas toman de la atmósfera.



Según la forma en que cada especie lleva a cabo esta reacción se pueden dividir en tres tipos:

- C₃ o de Calvin (valor medio de $\delta^{13}C \sim -28 \text{ ‰}$ en tejidos y CO₂ expulsado en la respiración). Corresponden al 96% del total de las plantas terrestres e incluyen la mayoría de los árboles, arbustos y hierbas.

Forman moléculas con cadenas de tres carbonos y mantienen los estomas abiertos durante la fotosíntesis.

- C_4 o de Hatch-Slack (valor medio de $\delta^{13}C \sim -12 \text{ ‰}$). Estas plantas forman moléculas con cadenas de cuatro carbonos. Representan sólo el 1% de las plantas de la Tierra y se caracterizan porque cierran los estomas durante la fotosíntesis por lo que pierden menos agua que las plantas de tipo C_3 .
- CAM. En este grupo se incluyen las plantas suculentas. Representan solamente el 3-4% de las plantas terrestres. Solamente abren los estomas de noche e isotópicamente no se pueden diferenciar de las plantas de tipo C_4 .

Al principio la composición isotópica de las plantas se utilizaba para comprender las características metabólicas, ambientales o la filogénesis de las diferentes especies (Ehleringer, 1991). En los años 70 se produjeron los descubrimientos que permitieron correlacionar el mecanismo de fotosíntesis de las plantas con las condiciones ambientales más favorables para su crecimiento. En 1976, Teeri y Stowe publicaron un estudio sobre la distribución de las plantas de tipo C_4 en Norteamérica, que hasta entonces se habían detectado solamente en zonas como el Valle de la Muerte (California), el Desierto de Colorado y otras regiones áridas de California y Chile, tratando de relacionar esta distribución con distintas variables ambientales. Se encontró que el parámetro que mostraba una mejor correlación con la abundancia relativa de este tipo de plantas era la “temperatura diurna normal mínima de julio” y que muchas plantas de tipo C_4 mostraban patologías y crecimiento reducido al ser expuestas a temperaturas bajas durante el periodo de crecimiento. Esto les permitió dos años más tarde obtener conclusiones más concretas (Stowe y Teeri, 1978) sobre la relación de algunas plantas de tipo C_4 con la evaporación durante el verano y la no disponibilidad de agua. A raíz de éste y estudios similares se asimilan de manera laxa las plantas de tipo C_4 y las CAM con vegetación típica de climas áridos.

Cerling (1984) y Cerling y Hay (1986) son los primeros en publicar un estudio que relaciona la composición isotópica del carbono de paleosuelos carbonáticos con el tipo de vegetación que lo generó, deduciendo a partir de ella la aridez del clima y la temperatura mínima a lo largo de la temporada de crecimiento de las plantas.

En el mismo año, Schwarcz (1986) publica una revisión sobre las posibilidades de los espeleotemas como indicadores paleoclimáticos. En relación a los isótopos estables del carbono, manifiesta la imposibilidad de utilizarlos como geotermómetro debido al enorme fraccionamiento que sufren durante la precipitación de la calcita, incluso a lo largo de una única lámina de crecimiento. (A pesar de ello existen algunas escalas geotermométricas basadas en el carbono – Romanek *et al.*, 1992; Jiménez López, 1999). En cuanto a otro tipo de información paleoambiental, hace un repaso de qué factores podrían influir en los cambios de $\delta^{13}C$ a lo largo del tiempo y al final resume que, dado que el CO_2 de la atmósfera y del suelo son los que acidifican

el agua meteórica y permiten la disolución de la caliza y posterior precipitación de calcita, la “marca” isotópica que conservan los espeleotemas debe ser derivada de (1) el CO₂ de la atmósfera y el suelo y (2) del grado de interacción agua-roca, asumiendo que la composición isotópica de la caliza no haya cambiado en los últimos cientos de miles de años. En concreto, y asumiendo que los cambios de la interacción agua-roca son insignificantes a lo largo del tiempo, $\delta^{13}\text{C}$ podría depender de (a) la tasa de producción de CO₂ en el suelo por respiración de las raíces y por descomposición microbiana de la materia orgánica, (b) el espesor del suelo por encima de la cueva, (c) de la naturaleza de la vegetación sobre la cueva y (d) efectos cinéticos y precipitación de calcita antes de llegar el agua al espeleotema.

A pesar de que en general se acepta que la composición isotópica de la calcita espeleotémica depende de muchos factores y que su interpretación es compleja (Schwarcz, 1986; Lauritzen, 1995; Baker *et al.*, 1997), también se observa que la interpretación de los registros en función del tipo de vegetación formador del suelo sobre la cueva (plantas de tipo C₃-C₄) concuerdan con otro tipo de indicadores como polen, microfósiles y contenido de materia orgánica en sedimentos (por ejemplo, Dorale *et al.*, 1992 y Baker *et al.*, 2001). Se publicaron numerosos trabajos con este tipo de interpretaciones, los clásicos Brook *et al.* (1990) y Dorale *et al.* (1992) seguidos de otros como Alam *et al.* (1997), Bar-Matthews *et al.* (1997), Frisia *et al.* (1997), Dorale *et al.* (1998), Denniston *et al.* (1999a, b y c), Repinski *et al.* (1999), Denniston *et al.* (2000) y Serefiddin *et al.* (2004). Este tipo de interpretaciones son válidas en los lugares y épocas en que están presentes al menos 2 tipos de vegetación ya que las variaciones inducidas por los distintos mecanismos de fotosíntesis de las plantas son tan grandes que llegan a enmascarar a cualquier otro tipo de mecanismo de fraccionamiento de ¹³C.

Sin embargo, hay extensas zonas del planeta en las que no crecen plantas de tipo C₄ y cuyos espeleotemas presentan grandes variaciones en $\delta^{13}\text{C}$. Baker *et al.* (1997) midieron la composición isotópica de 41 espeleotemas de las Islas Británicas, en las que no crecen especies naturales con tipo de fotosíntesis C₄, para comprobar si estaban dentro del rango esperado para este tipo de plantas (-12 a -6 ‰ después de todos los fraccionamientos que sufren los isótopos de carbono desde la planta hasta la calcita). El 50% de los espeleotemas estudiados daban valores mayores de los esperados para un tipo de vegetación C₃ por lo que propusieron tres mecanismos de fraccionamiento para explicar esta diferencia: (1) Fraccionamiento entre la estalactita y la estalagmita por evaporación o desgasificación, (2) Desgasificación de las aguas en el acuífero que provoquen precipitación de calcita antes de llegar a la cueva y (3) Tiempo de residencia del agua en el suelo corto por lo que no se puede alcanzar el equilibrio isotópico con el CO₂ presente en los poros.

A partir de este momento y en todas las zonas, como Europa, en las que presumiblemente no hay vegetación de tipo C₄, se recurre a alguna de estas alternativas para interpretar las grandes variaciones en el registro de $\delta^{13}\text{C}$ que normalmente aparecen (Desmarchelier *et al.*, 2000; Linge *et al.*, 2001a y b; Niggemann *et al.* 2003a).

En los últimos años, además del tipo de vegetación, del grado de interacción agua-roca y de los factores físico-químicos que pueden afectar al fraccionamiento de los isótopos de carbono antes de llegar a la cueva, los biólogos también están investigando otros factores ambientales que causen posibles anomalías dentro de las plantas de tipo C_3 tales como el estrés hídrico, que causa una disminución de actividad estomatal y en consecuencia un aumento de $\delta^{13}C$ (Guy *et al.*, 1980), la irradiancia, la altitud, la reutilización del CO_2 (Bird y Pousai, 1997) y la salinidad (Brugnoli y Lauteri, 1991) entre otros.

CAPÍTULO II. METODOLOGÍA

2.1. TRABAJO DE CAMPO

2.2. ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y MICROESTRATIGRÁFICO

Preparación de las muestras

Metodología del análisis petrográfico

2.3. DATACIONES POR SERIES DE URANIO

2.4. ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES

2.5. OTRAS TÉCNICAS UTILIZADAS

2.5.1. Realización de réplicas de poliuretano

2.5.2. Rayos X

2.5.3. Recopilación de información climática

CAPÍTULO II. METODOLOGÍA

Este trabajo forma parte de una línea de investigación recién nacida en la UCM y en gran medida pionera en España, por lo que el desarrollo metodológico ha sido una faceta muy importante.

Al final del periodo de investigación se ha llegado a obtener un protocolo metodológico de tratamiento y estudio de muestras que se resume en la figura 2.1. El esquema incluye las técnicas y los métodos utilizados para la realización de este trabajo así como el orden en el que se han aplicado y su finalidad.

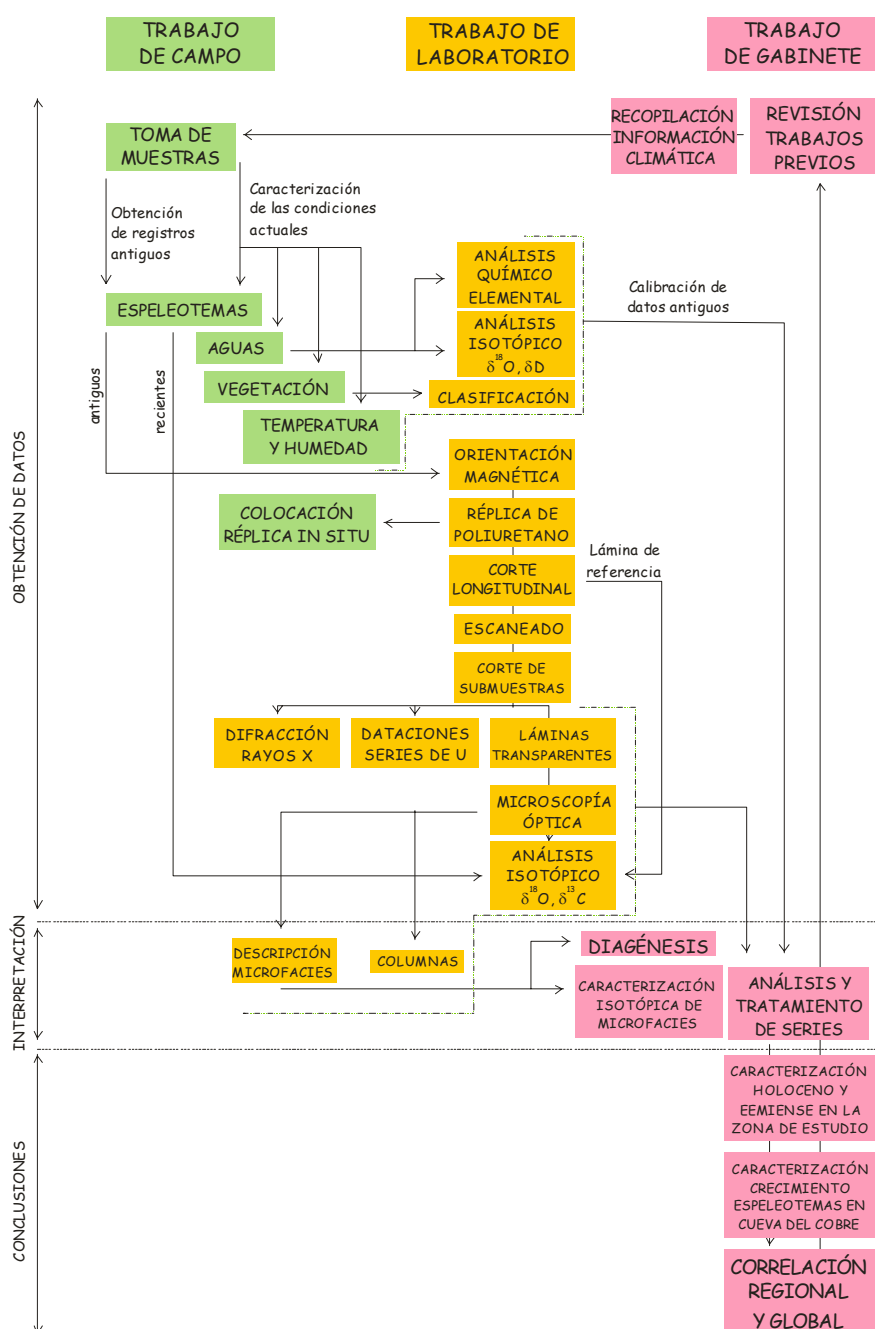


Figura 2.1. Esquema de la metodología utilizada para la elaboración de este trabajo.

Durante la elaboración de esta memoria se ha contado con la colaboración de diversos grupos de investigación nacionales y extranjeros y con la posibilidad de viajar a centros con una amplia tradición en estudios paleoclimáticos a partir de espeleotemas, como la Universidad de McMaster (Canadá) y la Academia de Ciencias Polaca (Varsovia, Polonia).

2.1. TRABAJO DE CAMPO. MUESTREO DE ESPELEOTEMAS

Para la realización de este estudio se eligió la Cueva del Cobre, situada en el Norte de Palencia. Se trata de una cueva multifásica que se desarrolla en ~225m de desnivel vertical. La diferencia de edad entre los niveles superiores, más antiguos, y los inferiores modernos podría permitir la correlación de registros procedentes de distintas cotas para formar un entramado cronológico amplio sobre el que cimentar los estudios paleoclimáticos. Para aprovechar esta oportunidad se eligió una zona situada a ~1200 m de distancia de la única entrada conocida de la cueva, a ~100 m bajo la superficie, sin corrientes de aire o agua, y que conserva espeleotemas en varios niveles relictos, algunos de ellos con goteos activos.

En total, se muestrearon 10 estalagmitas en distintos niveles dentro de aproximadamente la misma zona en la vertical, seis de ellas bajo goteos activos. Las estalagmitas se orientaron magnéticamente antes de su extracción de modo que se pudieran emplear posteriormente en estudios paleomagnéticos.

El muestreo de estalagmitas se completó con medidas de temperatura y humedad relativa *in situ*. A su vez, se muestrearon algunas aguas de goteo y de precipitaciones de zonas cercanas a la cueva.

2.2. ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y MICROESTRATIGRÁFICO

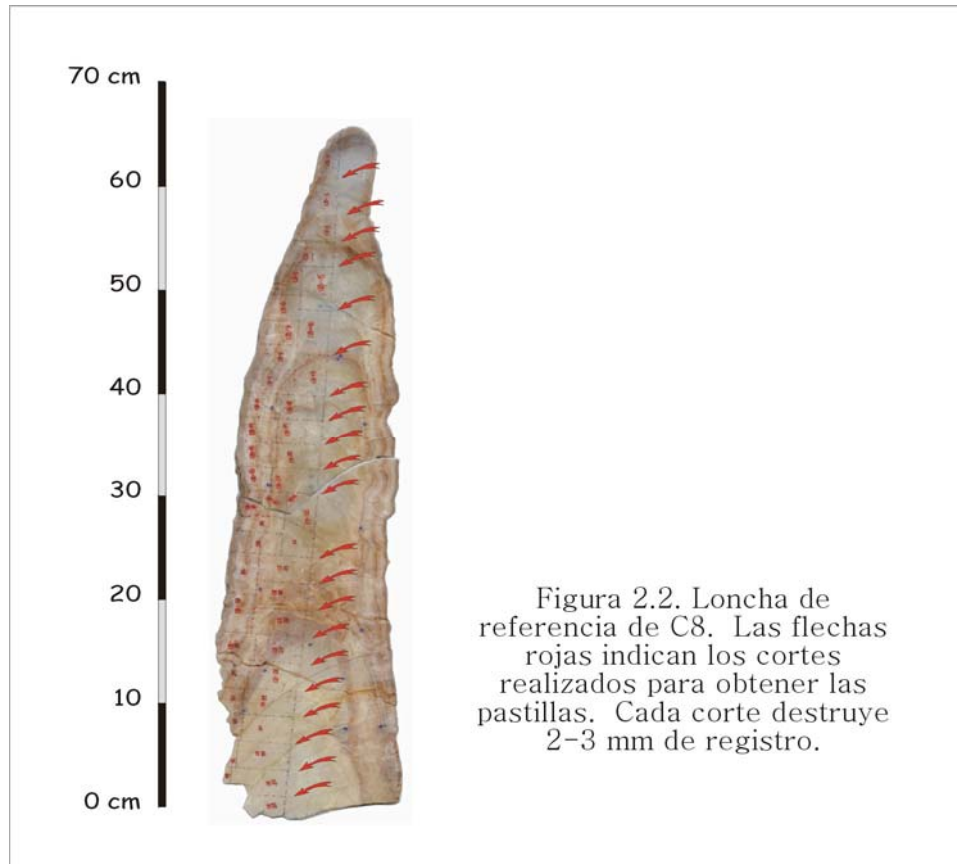
El estudio petrográfico de los espeleotemas es básico como paso previo a los análisis geoquímicos con la finalidad de evitar partes de los espeleotemas que hayan sufrido diagénesis. Además, las variaciones petrográficas de los espeleotemas a lo largo del tiempo pueden constituir un indicador paleoclimático independiente de los de base geoquímica.

En este apartado, se expone la metodología empleada para obtener las láminas delgadas y para obtener el registro petrográfico de las estalagmitas estudiadas.

Preparación de las muestras

Las estalagmitas se cortaron longitudinalmente de modo que el corte atravesara el mayor número posible de bandas de crecimiento. La orientación magnética tomada durante el muestreo en la cueva se transfirió a estos planos de corte. De esta manera se han obtenido dos lonchas paralelas. Una de ellas, la más central (denominada desde ahora “loncha de referencia”) se ha guardado y la

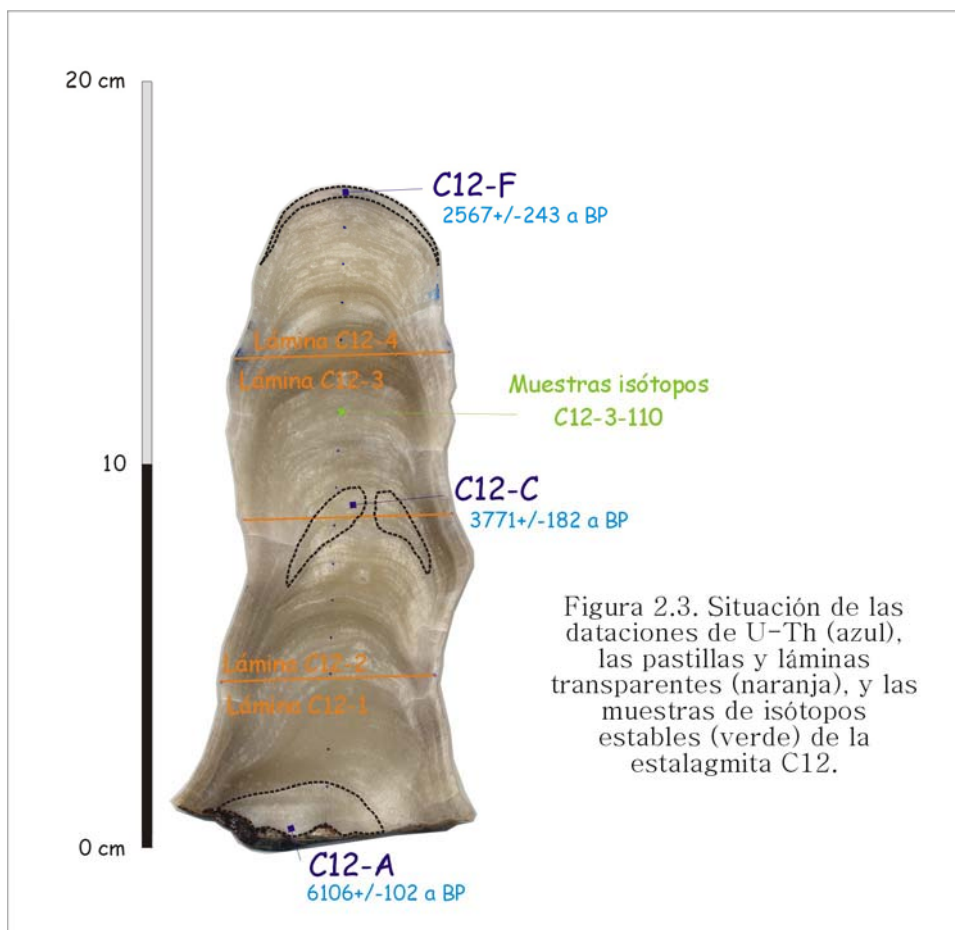
otra, más gruesa (entre 1,5-2 cm), se ha escaneado con alta resolución y se ha cortado en submuestras (pastillas). De cada una de estas pastillas se realizó al menos una lámina transparente doblemente pulida y sin cubrir. De estas mismas pastillas se obtuvieron más adelante las muestras de laboratorio para dataciones, rayos-X, etc. Una de las mitades de cada estalagmita se ha preservado inalterada para posibles estudios futuros.



Las primeras pastillas se cortaron para obtener láminas de tamaño estándar (46x25 mm) pero posteriormente se comprobó que merecía la pena trabajar con pastillas grandes, ya que en cada corte se pierden aproximadamente 2 mm y en una estalagmita de gran tamaño como C8, los cortes pueden acarrear una pérdida de más de 4 cm de registro (figura 2.2). El grosor de las primeras láminas era variable en función de cada pastilla. Las láminas se desbastaban a mano hasta alcanzar el grosor en el que se alcanzaba un compromiso entre transparencia y cantidad de detalles visibles. Este compromiso se encontraba normalmente alrededor de los 100-150 μm . Más adelante comprobamos que esto dificultaba la comparación petrográfica entre diferentes láminas, por lo que decidimos terminar todas las muestras con el mismo grosor. Situamos este grosor común en $\sim 500\text{--}550\text{ }\mu\text{m}$. Todas las láminas así realizadas conservaban muy buena transparencia con este grosor. Este grosor facilita además la obtención de las micromuestras de isótopos estables directamente de las láminas transparentes con la ayuda de un taladro de dentista montado sobre una lupa binocular. Esto permite la caracterización isotópica de las distintas “microfacies” a la vez que hace la correlación con los datos obtenidos por otros métodos mucho más sencilla, ya que todos están situados respecto a las

pastillas o las láminas delgadas. Por ejemplo, las muestras de isótopos estables se han siglado con el nombre de la estalagmita seguido del número de lámina transparente y la distancia desde el punto de muestreo a la base en milímetros (fig. 2.3).

Las primeras láminas se pegaron con resina *Epoxy* en frío. Esta resina es algo fluorescente por lo que enmascara la fluorescencia propia de la calcita. Para permitir estudios de luminiscencia, las últimas se pegaron con resina Loctite 358 UV, que parece presentar mejores propiedades.



Metodología del análisis petrográfico

En primer lugar, se ha realizado un mapa de cristales de dos estalagmitas “tipo”, una pleistocena (C4) y otra holocena (C7). En este mapa se puede observar la forma de los cristales en dos dimensiones, su tamaño, la relación entre ellos y las zonas de nucleación de cristales con nuevas orientaciones cristalográficas. Compararemos la información de estos mapas con las texturas descritas por Frisia *et al.*, (1997 y 2000) y González *et al.*, (1992).

Por otro lado, el rasgo microscópico más llamativo de las estalagmitas de la Cueva del Cobre es su laminación, definida por inclusiones de distintos tamaños y formas que confieren a la calcita aspectos muy variados y que presentan variaciones netas o graduales tanto en la vertical como en la horizontal. El aspecto de esta laminación y de la calcita espeleotémica en muchos casos es

muy similar al de los seis tipos de calcita definidos por Kendall y Broughton (1978). Los espeleotemas de nuestro estudio presentan mucha más variabilidad y es necesario definir varios “tipos” nuevos de calcita.

Para estudiar esta laminación se han realizado “columnas microestratigráficas” descriptivas a escala 2:1 de algunas de las estalagmitas. Las columnas se han levantado con la ayuda del microscopio y de las láminas transparentes siguiendo el eje de crecimiento de la estalagmita. Junto a la escala se ha representado la situación de las muestras de isótopos estables (que nos servirá más adelante para caracterizar isotópicamente los tipos de calcita definidos) y las zonas sin registro debidas al corte necesario para obtener las pastillas (rectángulos negros; figura 2.4). Sobre esta base se ha representado el aspecto de la calcita en función de la porosidad presente en cada punto, tanto en la zona axial como en la lateral de cada muestra (figura 2.4). Las columnas no se han dibujado basándose en conceptos o descripciones anteriores, sino que se ha representado simplemente el aspecto de la calcita en cada punto.

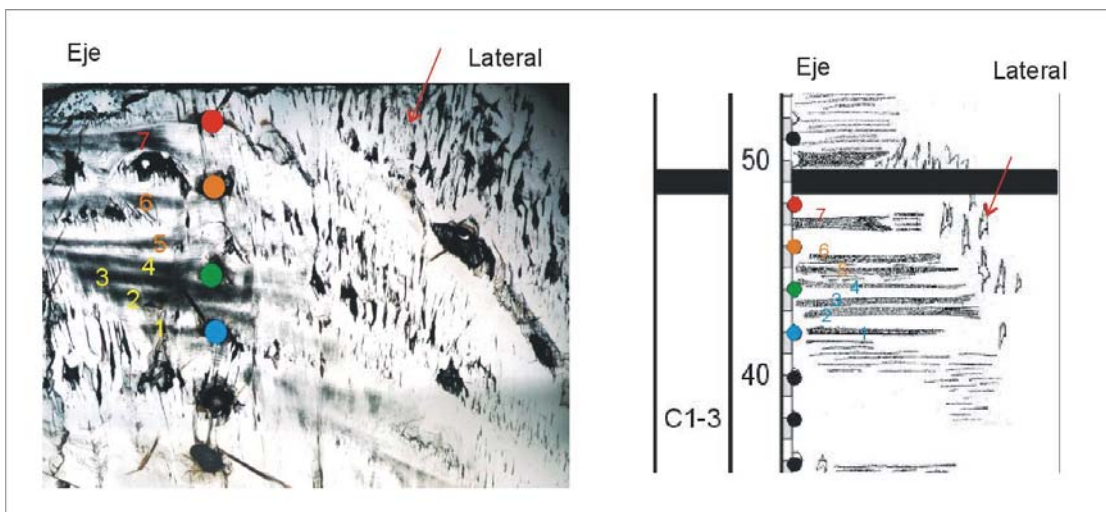


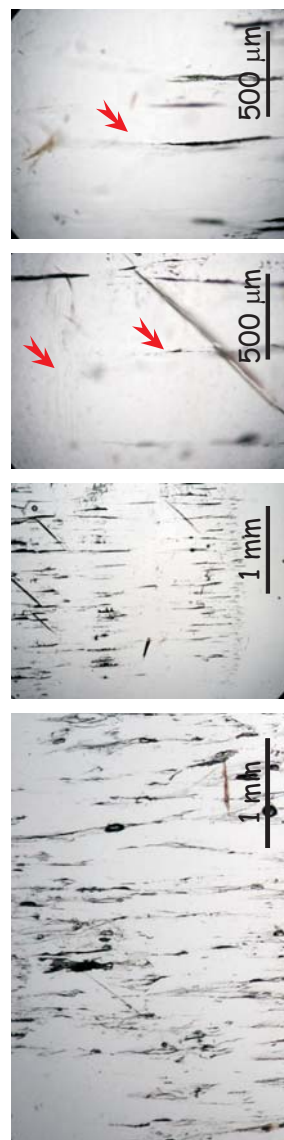
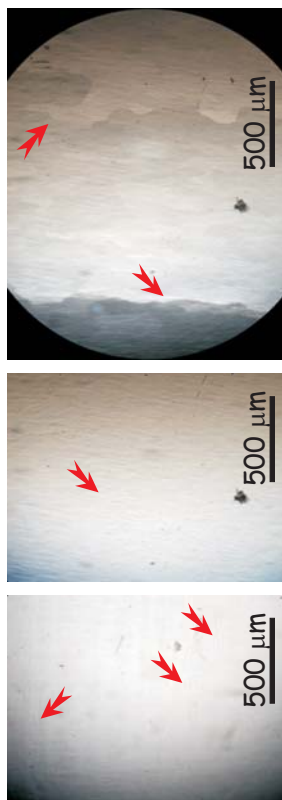
Figura 2.4. Ejemplo de columna microestratigráfica (derecha) realizada con la ayuda de una lámina transparente de $\sim 500 \mu\text{m}$ de espesor (izquierda, montaje de seis fotografías de microscopio). La distancia entre los puntos rojo y azul es de aprox. 6 mm. La escala de la columna está en milímetros. Los puntos y números de colores señalan posiciones equivalentes en la fotografía y en el dibujo. Los rectángulos negros de la columna corresponden a zonas sin registro.

Según las características observadas, hemos definido siete tipos de calcita: calcita transparente, con inclusiones alargadas, con poros triangulares, calcita marrón, espigada, nebulosa y oquerosa.

1. La **calcita transparente** corresponde al tipo 6 de Kendall y Broughton (1978). Se trata de calcita sin inclusiones, aunque en algunas ocasiones puede presentar láminas de crecimiento transparentes o fibras paralelas a la dirección de crecimiento (figura 2.5).

Figura 2.5. Tipos de calcita definidos durante la presente investigación en función de su porosidad. Para más detalles, ver texto.

Tipo 1.
Calcita transparente



Tipo 2.
Calcita con inclusiones alargadas

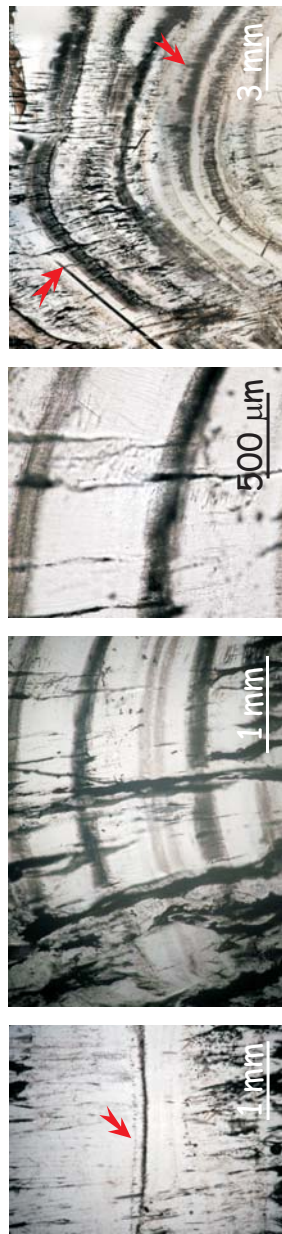


Tipo 3.
Calcita con poros triangulares

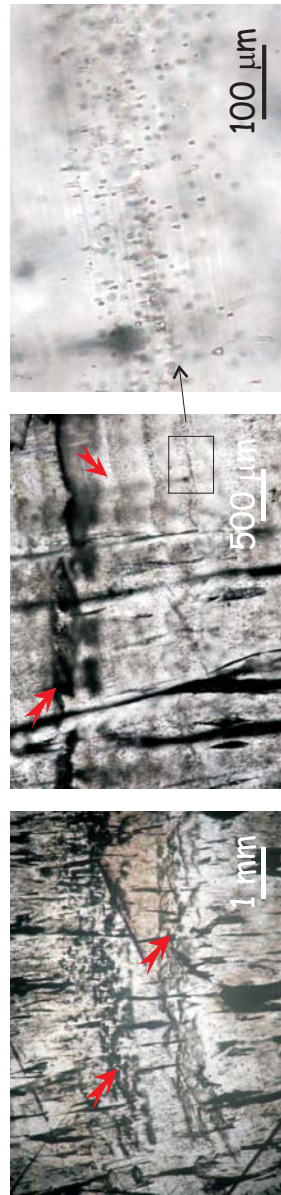


Tipo 4.
Calcita marrón

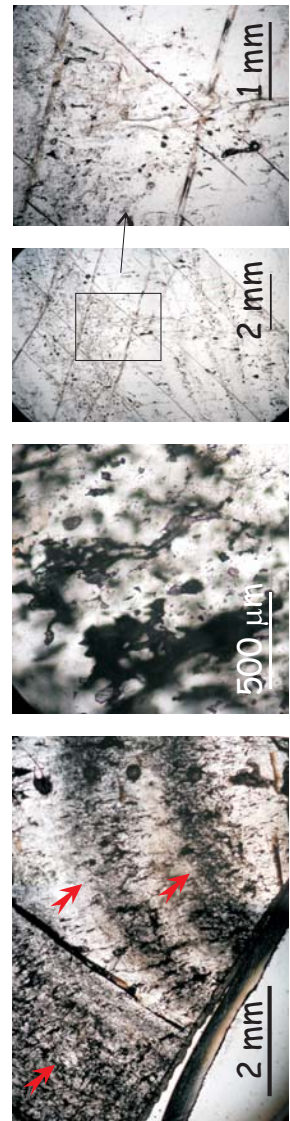
Tipo 5. Calcita espigada



Tipo 6.
Calcita nebulosa



Tipo 7. Calcita oquerosa



2. La **calcita con inclusiones alargadas** corresponde a los tipos 1 y 4 de Kendall y Broughton (1978) y consiste en calcita transparente que engloba inclusiones muy estrechas paralelas a algún eje cristalográfico de los cristales, aun cuando no es perpendicular a la superficie de la estalagmita, y que pueden formar láminas o no (figura 2.5).
3. La **calcita con poros triangulares** es muy similar a la anterior pero las inclusiones son ligeramente más anchas por la base y se cierran hacia arriba (figura 2.5).
4. La **calcita marrón** corresponde a los tipos 2 y 3 de Kendall y Broughton (1978) y consiste en calcita pseudopleocroica entre incolora y marrón. Puede formar láminas aisladas, “dobletes” marrones (alternancia de calcita transparente y marrón) o zonas de calcita marrón masiva que también presentan color marrón *de visu* (figura 2.5). Según Folk y Assereto (1976) corresponde a pequeños cristales de calcita L-S formados tras una interrupción del crecimiento del espeleotema.
5. La **calcita espigada** es similar a la calcita marrón pero en ésta la calcita pseudopleocroica señala ciertos planos cristalinos que al cruzarse entre sí parecen formar espigas (figura 2.5).
6. La **calcita nebulosa** contiene numerosas inclusiones pequeñas, alargadas y redondeadas que le confieren a la calcita un aspecto turbio bajo el microscopio (figura 2.5) y blanco *de visu*. Los bordes de las inclusiones de este tipo de calcita también presentan un ligero “pleocroísmo de relieve”.
7. La **calcita oquerosa** corresponde a calcita muy rica en inclusiones relativamente grandes (pueden llegar a ser milimétricas) y alargadas de bordes irregulares (figura 2.5). Este tipo de calcita y el anterior pueden presentarse superpuestos.

El tipo 5 definido por Kendall y Broughton (1978), equivalente a las láminas *coconut meat* de Folk y Assereto (1976) podría equivaler en nuestra clasificación a un subtipo dentro de la calcita oquerosa o nebulosa, según los casos. Los tipos de calcita con poros triangulares, espigada, nebulosa y oquerosa se han definido por primera vez en el presente estudio.

Entonces, según esta terminología, la fotografía de la lámina transparente de la figura 2.4 muestra láminas nebulosas apretadas en la zona axial que se abren ligeramente en los extremos y son reemplazadas hacia el lateral de la estalagmita por calcita con inclusiones triangulares más o menos organizadas en forma de bandas alternando con calcita transparente.

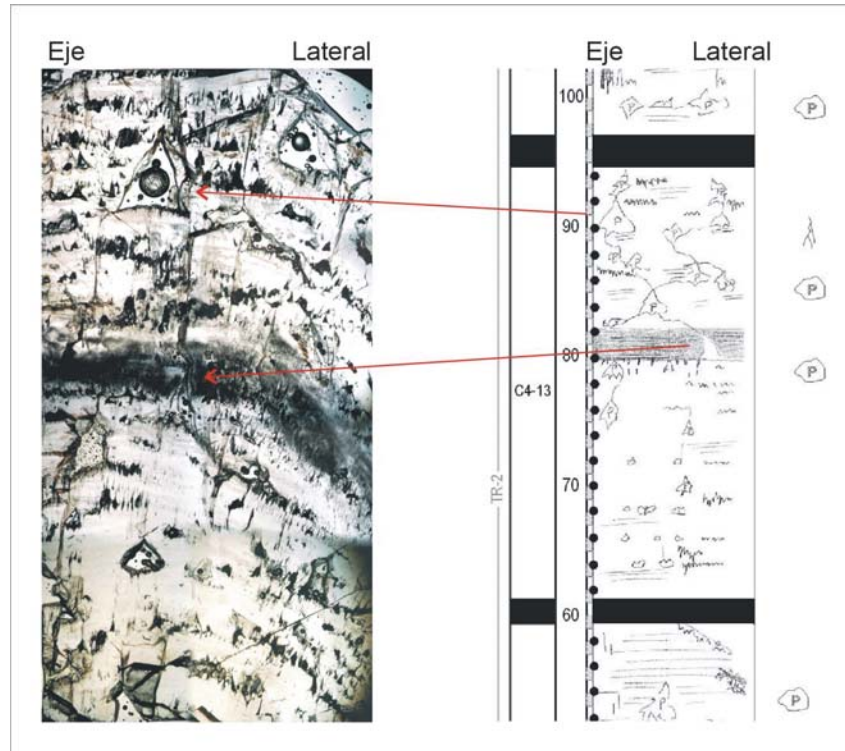


Figura 2.6. Ejemplo de columna microestratigráfica (derecha) realizada con la ayuda de una lámina transparente de $\sim 500 \mu\text{m}$ de espesor (izquierda, montaje de 10 fotografías de microscopio). La escala de la columna está en milímetros. Las flechas rojas señalan posiciones equivalentes. A la derecha de la columna se señala la presencia de poros milimétricos (P) y poros interconectados en la vertical.

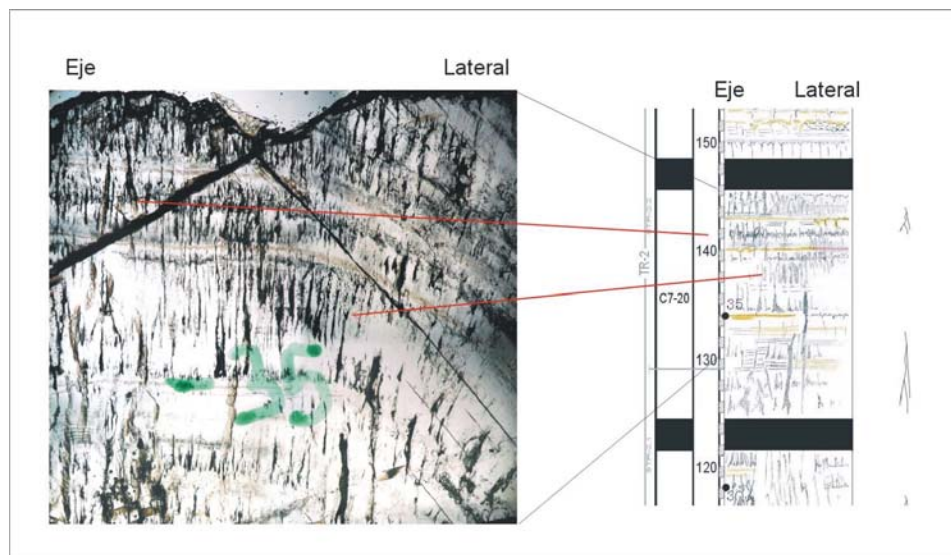


Figura 2.7. Ejemplo de columna microestratigráfica (derecha) realizada con la ayuda de una lámina transparente de $\sim 500 \mu\text{m}$ de espesor (izquierda, montaje de cuatro fotografías de microscopio). La escala de la columna está en milímetros. Las flechas rojas señalan posiciones equivalentes en la fotografía y el dibujo que permiten comparar el aspecto de las transiciones verticales y horizontales entre distintos tipos de calcita. A la derecha de la columna se señala la presencia de poros interconectados en la vertical.

Las figuras 2.6 a 2.9 presentan algunos ejemplos más que permiten comparar la fotografía de la muestra real con el registro obtenido.

La lámina transparente de la figura 2.6 presenta calcita relativamente transparente con restos de “dobletes” (láminas dobles que alternan calcita transparente con nebulosa) organizados en parches entre poros triangulares de tamaño milimétrico. En la parte central de la lámina se observa una gruesa lámina nebulosa (del subtipo *coconut meat*) con estructura interna formada por láminas paralelas menores atravesadas en algún punto por poros alargados.

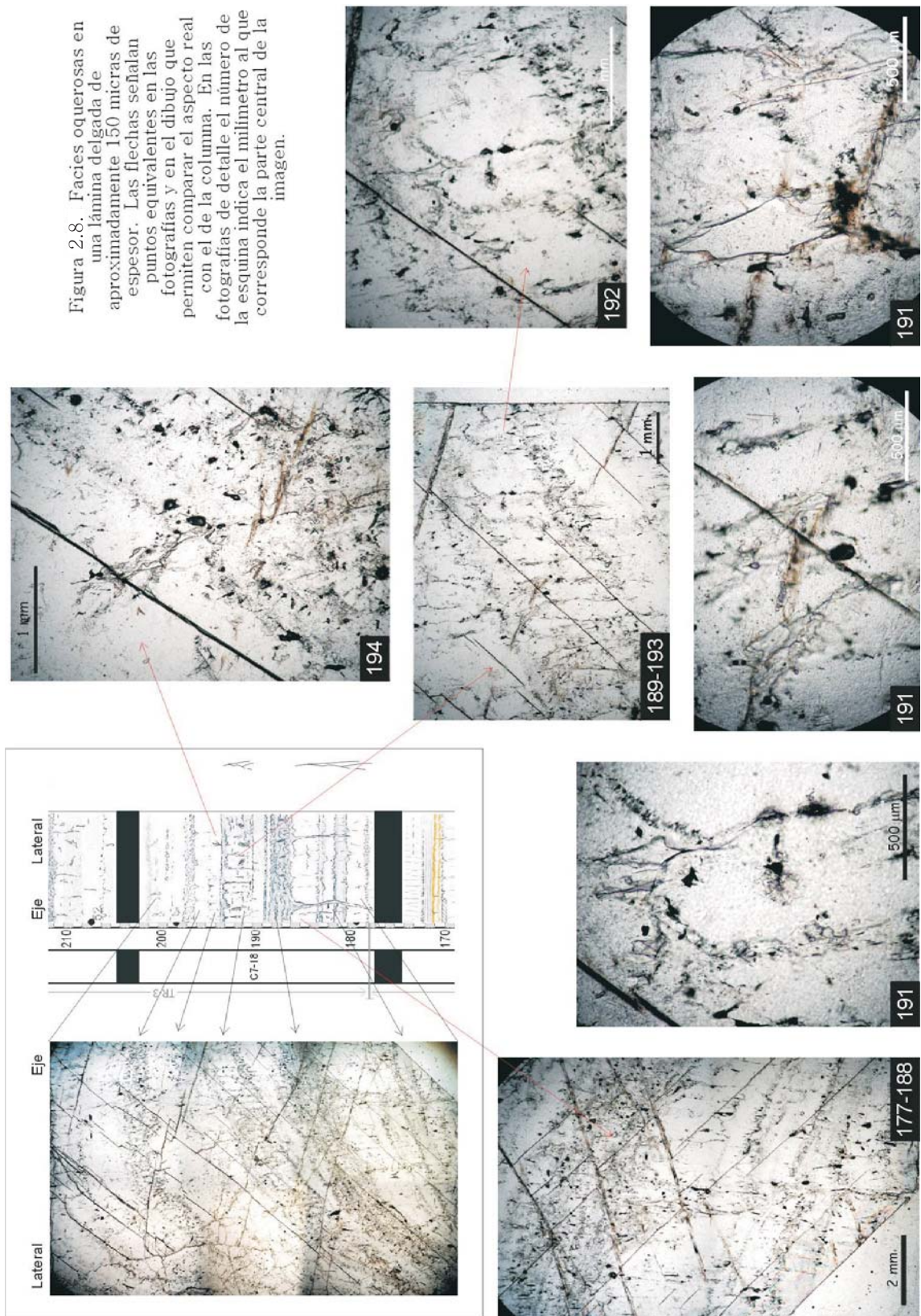
La lámina transparente de la figura 2.7 muestra un buen ejemplo de transiciones laterales entre distintos tipos de calcita. La lámina marrón de la zona axial del mm 134 (coincidiendo con la muestra número 35) se transforma en ligeramente oquerosa hacia el lateral de la estalagmita, y la banda transparente situada entre los mm 137 y 139 pasa lateralmente a una zona de calcita con inclusiones alargadas. A la derecha de la columna se señala también la presencia de poros interconectados en la vertical.

Un ejemplo de cómo aparecen estos tipos de calcita en una lámina más delgada (~150 µm de espesor) se puede ver en la figura 2.8. La parte de la estalagmita representada en la figura está formada por una alternancia de calcita transparente, nebulosa y oquerosa. En este caso la calcita oquerosa presenta poros alargados y conectados que llegan a formar conductos de varios milímetros (imágenes 191 y 194). La base de la lámina oquerosa situada en el mm 186 presenta posibles indicios de disolución, con varios tubos verticales, el mayor de los cuales (imagen 177–188) mide más de 1 cm de longitud.

La figura 2.9 también está basada en una lámina transparente de ~150 µm de espesor. En la imagen se puede observar una alternancia de bandas de calcita transparente con láminas más delgadas de distinto tipo: marrones (por ejemplo, mm 279), oquerosas (mm 256), nebulosas (mm 265 y 269), del subtipo *coconut meat* (mm 263) y de bordes de cristalitos (mm 266). Las fotografías sueltas muestran detalles de cada uno de estos tipos de calcita mientras que la imagen 262–269, la única realizada con nícoles cruzados, deja en evidencia las dos paleosuperficies de la estalagmita en las que se generan núcleos con nueva orientación cristalográfica en el seno de grandes cristales extinguidos que conservan la misma orientación a lo largo de muchos centímetros. Estas dos láminas están señaladas a la derecha de la columna con un símbolo que representa esta nucleación.

Por otro lado, ya que la presencia de láminas anuales siempre es muy importante desde el punto de vista cronológico y posiblemente paleoambiental, hemos representado en las columnas un registro de las zonas en las que aparecen dobletes de tipo transparente-nebuloso o transparente-marrón, similares a los dobletes anuales descritos por otros autores (por ejemplo, Baker *et al.*, 1993) así como su espesor (figura 2.10). Estos dobletes no suelen presentar una gran continuidad lateral y se observan normalmente en forma de parches. Esta falta de continuidad de las láminas podría ser primaria o de origen diagenético.

Figura 2.8. Facies oquerosas en una lámina delgada de aproximadamente 150 micras de espesor. Las flechas señalan puntos equivalentes en las fotografías y en el dibujo que permiten comparar el aspecto real con el de la columna. En las fotografías de detalle el número de la esquina indica el milímetro al que corresponde la parte central de la imagen.



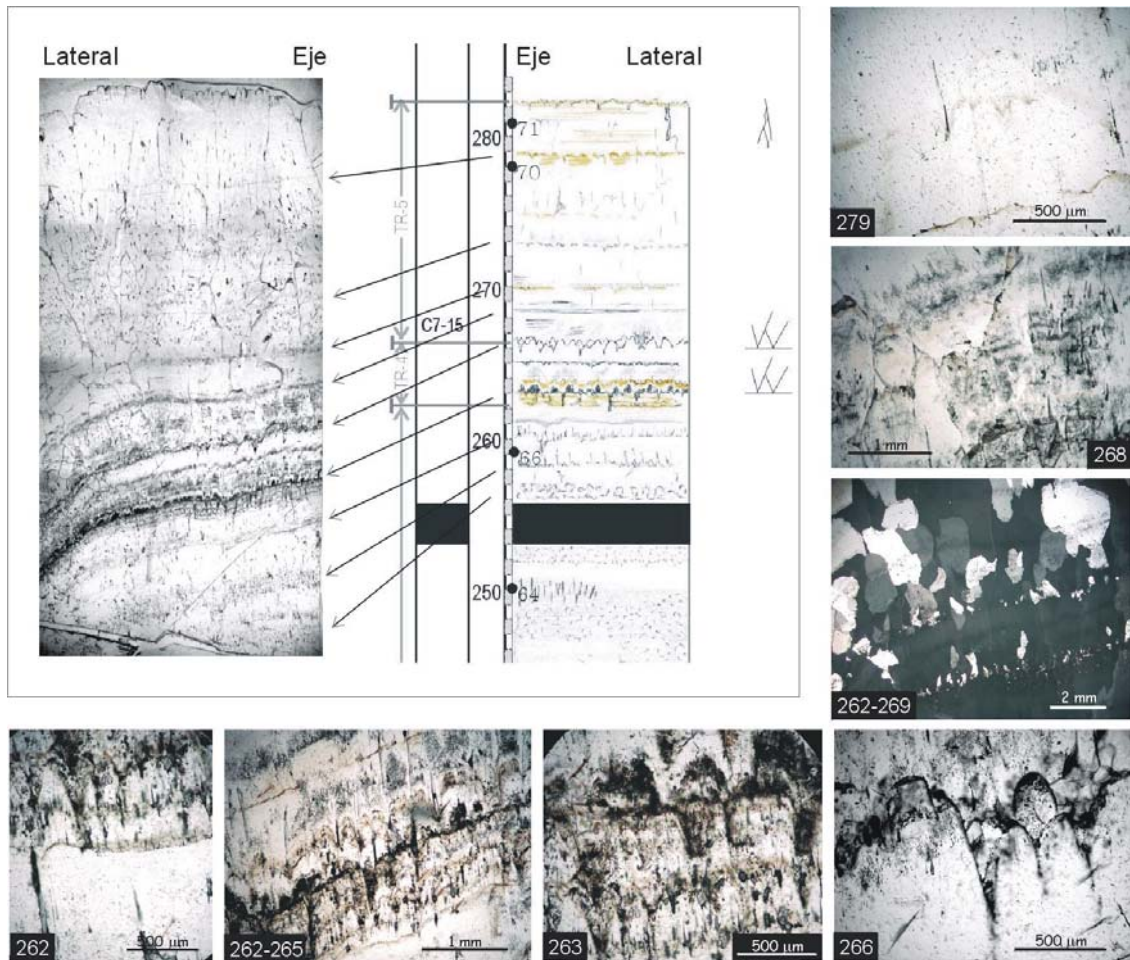


Figura 2.9. Ejemplo de columna microestratigráfica (centro arriba) realizada con la ayuda de una lámina transparente de $\sim 150 \mu\text{m}$ de espesor (arriba izquierda, montaje de diez fotografías de microscopio). La escala de la columna está en milímetros. Las flechas señalan posiciones equivalentes que permiten compara el aspecto real con el del dibujo. En las fotografías de detalle, el número de la esquina indica el milímetro al que corresponde la parte central de la imagen. Por ejemplo, (263) fina capa de *coconut meat*. (268-269) dos láminas de cucleación. (268) dobletes claro-oscuro. (279) láminas marrones. Para más detalles, ver texto.

2.3. DATACIONES POR SERIES DE URANIO

En total se han realizado 55 dataciones por series de uranio a lo largo de esta investigación. La mayoría (52) se ha llevado a cabo en la Universidad de McMaster (Canadá) por espectrometría de masas (TIMS e ICPMS). Estas dataciones se han complementado con algunas realizadas por espectrometría α en la Academia de Ciencias Polaca (Varsovia, Polonia) y el Ciemat (Madrid). Todas ellas fueron realizadas durante distintas estancias breves en cada uno de estos centros.

En todos los casos, las muestras analizadas deben estar formadas por uranio o torio prácticamente puros. Los pasos para su extracción de la calcita se pueden resumir en:

Columna microestratigráfica de C7
Cont. (3/3)

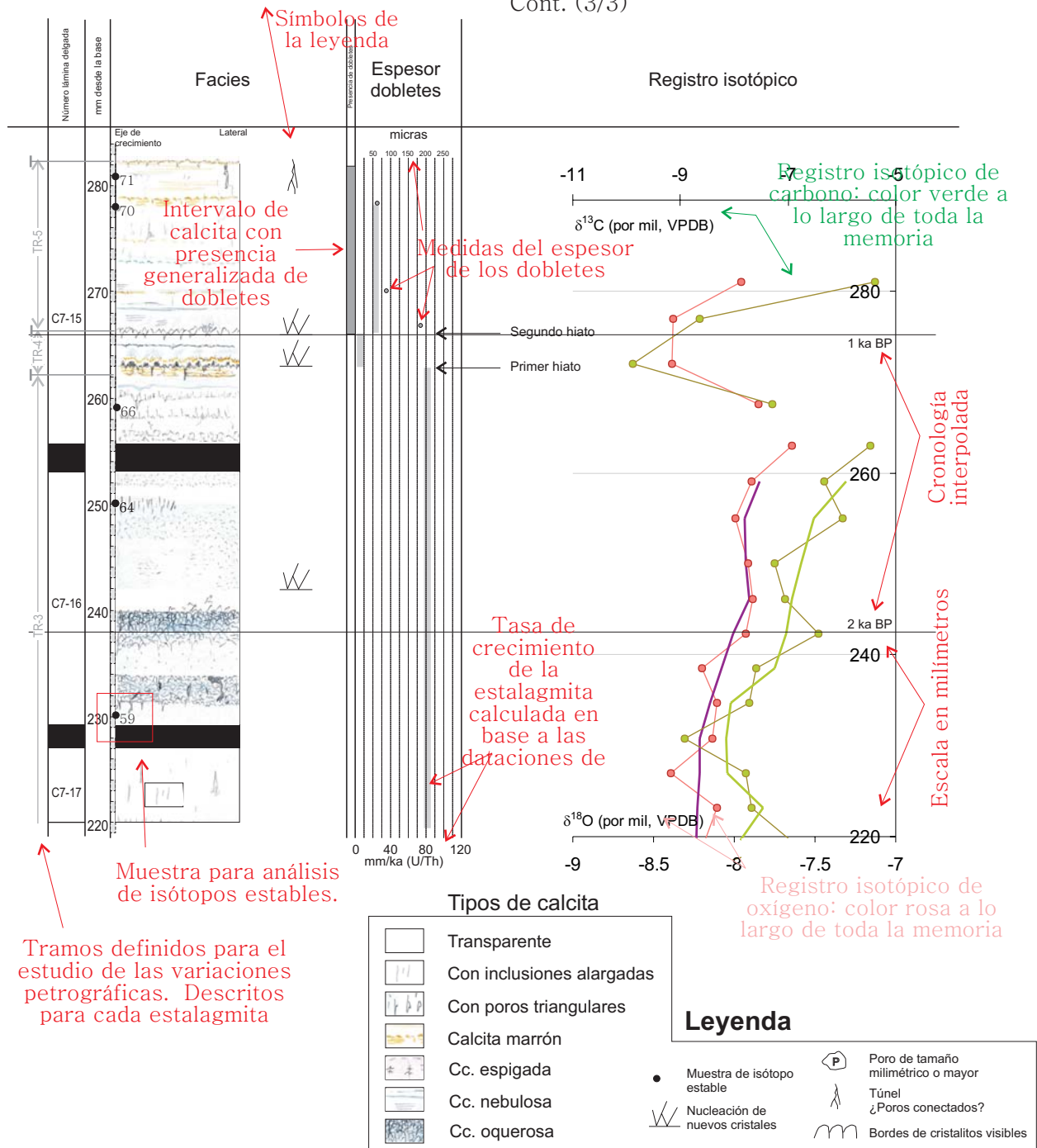


Figura 2.10. Ejemplo de columna microestratigráfica. La escala es en todos los casos 1:0,5 y la regleta gris y blanca está en milímetros. A la izquierda de la regleta se muestra el nombre de la lámina transparente utilizada para dibujar cada tramo. Estos tramos se han definido en función del tipo de calcita predominante para facilitar la correlación entre distintas estalagmitas. Los límites de estos “tramos petrográficos” se han marcado en color gris a la izquierda de cada columna y se describen con detalle en el capítulo IV.

Los puntos negros situados sobre la columna indican la situación de las muestras de isótopos estables. Cuando el punto está acompañado de un número, como en este caso, éste indica el nombre de la muestra (en este caso, C7-35). Cuando no va acompañado de ningún número, el nombre de la muestra se compone del nombre de la lámina transparente y el milímetro en el que se sitúa la muestra (por ejemplo, C7-17-222).

A la derecha de la columna petrográfica, se han añadido unos símbolos indicando la presencia de características que podrían tener algún significado paleoambiental y que se recogen en la leyenda. También se ha marcado la presencia de dobletes del tipo claro-oscuro y su espesor en micras (círculos grises correspondientes al eje superior). Sobre estos datos directos se ha impuesto la tasa de crecimiento calculada en cada punto (barra gris) en función de las dataciones de U-Th, para así poder comprobar si existe alguna relación entre estos dos datos. A la derecha de cada gráfica se han añadido los registros isotópicos de oxígeno (rosa) y carbono (verde) junto con sus medias móviles (3 ó 5 valores, según se especifique en cada caso). Por encima de todo ello, se han señalado de manera orientativa las edades calculadas.

1. Extracción y preconcentración de uranio y torio. Este proceso suele incluir:
 - Digestión en ácido de una cantidad suficiente de calcita como para obtener unos 10 ng de uranio puro.
 - Adición de un trazador artificial que permita calcular la eficacia del proceso.
 - Separación o eliminación de minerales detríticos y materia orgánica.
 - Coprecipitación de uranio y torio junto con óxidos e hidróxidos de hierro.
 - Preparación de este precipitado para el paso posterior.
2. Separación de uranio y de torio entre sí y de los demás cationes por medio de columnas de intercambio iónico. Para contajes por medio de espectrometría α también es necesario extraer el Fe, lo que se realiza normalmente con éter.
3. Preparación de la fuente para el contaje, ya se realice éste por medio de espectrometría α (evaporación o electrodeposición sobre disco de acero) o por espectrometría de masas (disolución en agua o evaporación sobre un filamento de renio-tántalo o grafito).

Los pasos resumidos anteriormente están presentes en el protocolo de preparación de todos los laboratorios visitados durante esta investigación pero en cada lugar se han realizado algunas modificaciones que tienen que ver con la tradición de cada centro. La figura 2.11 muestra los detalles de los distintos procedimientos utilizados en los laboratorios que han colaborado en la realización de esta Tesis Doctoral.

Aunque los pasos de separación de torio y uranio a través de las columnas son muy diferentes en cada caso, el principio es siempre el mismo. La resina utilizada (*chloride form*) atrapa el uranio y libera el torio junto a otros cationes a un determinado pH conseguido con HCl. El uranio se libera después alterando el pH con HBr (McMaster), HNO₃ (Ciemat), o simplemente destruyendo las propiedades de la resina con HCl hirviendo (A.C. Polaca). Se separa el torio de los demás cationes acompañantes a través de otra columna (Ciemat y A.C. Polaca) y en McMaster también se purifica la fracción de uranio con una segunda columna.

Los últimos pasos de cada preparación, aunque muy diferentes, van en todos los casos orientados a oxidar toda la materia orgánica que pueda quedar en la muestra añadiendo en cada caso ácidos fuertes (agua regia, H₂SO₄, etc). En el caso de la espectrometría α también se requiere añadir Na₂SO₄ para la electrólisis y conseguir un pH = 2,5.

Para la presente investigación sólo se han analizado muestras con menos de un 1% de detritos insolubles en HNO₃ 7,5M.

Asumiendo que no existe fraccionamiento entre los distintos isótopos de torio, la ausencia de torio inicial se ha deducido al no encontrar restos del isótopo ²³²Th (isótopo cosmogénico con vida media muy larga, $1,4 \cdot 10^{10}$ años) en las muestras a analizar. Se considera que la concentración inicial de torio es nula

Generalidades			Universidad de McMaster		Academia de Ciencias Polaca		Cleimat
Tipo de espectrómetro		TIMS	ICPMS	Espectrometría alfa			
Tamaño de muestra		4 - 5 g	2 - 3 g	20 - 40 g			2 - 3 g
Tiempo total de procesamiento		6 días		7 días			7 días
Tiempo de medida en el espectrómetro		U --- 3h Th --- 5h	30 min entre las dos	3 - 7 días			1 - 7 días
Rango de validez del método		aprox. 500.000 años	aprox. 600.000 años	aprox. 350.000 años			
Error		2 σ		1 σ			
Tipo de laboratorio		cámara blanca		laboratorio químico con campanas para ácidos			
Tipo de material		teflón		vidrio			
Limpieza del material		1 - 2 h HNO ₃ 20% caliente, cambio de ácido y toda la noche aclarar con agua hiviendo 2 - 3 h HCl 6M caliente durante la noche		1 día en EDTA y jabón 3 días en barneño con 1/2 HNO ₃ y 1/2 agua	material en contacto con éter - alcohol y jabón material en contacto con muestra - HNO ₃ concentrado y jabón		
Tipo de agua utilizada		agua ultrapura			agua desionizada		
Composición del trazador		Th - 229, U - 233, U - 236	Th - 228, U - 232	Th - 229, U - 236			
Procedimiento							
Ataque ácido		HNO ₃ 7,5 M		HNO ₃ puro (65%)		HCl 10% y gotas de HCl conc. si es necesario	
Separación de impurezas detríticas		centrifugado		filtrado / centrifugado		filtrado	
Oxidación de materia orgánica		HNO ₃ 7,5 M caliente		H ₂ O ₂		no	
Coprecipitación con Fe		1 vez con 0,5 ml FeCl ₃		2 veces con 2 ml FeCl ₃ cada vez		no	
Tipo de resina		1 - X8 cloride form					
Tamaño de las columnas		4 ml (medianas) y 2 ml (pequeñas)		80 ml			
Limpieza de las columnas		4 ml (medianas) y 2 ml (pequeñas) agua 4 ml (medianas) y 2 ml (pequeñas) HNO ₃ 2M 4 ml (medianas) y 2 ml (pequeñas) agua		60 ml HCl 0,1 M		no	
Acondicionamiento de las columnas		4 ml (medianas) y 2 ml (pequeñas) HNO ₃ 7,5M		20 - 30 ml HCl 9M			
Preparación del precipitado para las columnas		disolver el precipitado en HNO ₃ 7,5 M y evaporar 3 gotas HNO ₃ conc y evaporar (3 veces) 0,3 ml HNO ₃ 7,5M y evaporar		evaporar líquido hasta que el precipitado esté seco			
Disolución del precipitado para las primeras columnas		0,3 ml HNO ₃ 7,5M		30 ml HCl 9M		después de las primeras columnas evaporar fracción de U y lavar el residuo con gotas de HCl 8M varias veces 20 ml de éter y evaporar completamente	
Extracción del Fe		no		antes de las primeras columnas 30 ml éter (3 veces) y hervir		muestra + 120 ml HCl 9M --- Th 10 ml HNO ₃ 7,2M --- cabeza de Fe 100 ml HNO ₃ 7,2M --- U	
Proceso de las primeras columnas		muestra 1 + 1 + 1,2 ml HNO ₃ 7,5M 6 ml HCl 6M --- Th 6 ml HBr 0,7M --- U		muestra + 60 ml HCl 9M --- Th 60 ml HCl 0,1M caliente --- U			
Realización de las segundas columnas		pequeñas, todas evaporar		solo Th		solo Th	
Preparación para las segundas columnas		3 gotas HNO ₃ conc y evaporar (3 veces) 0,3 ml HNO ₃ 7,5M y evaporar		(Th) 5 ml HNO ₃ y evaporar 15 ml agua regia y evaporar (2 veces) 7 - 8 ml HNO ₃ conc y evaporar		(Th) evaporar	
Disolución de la muestra para las segundas columnas		0,2 ml HNO ₃ 7,5M		20-30 ml HNO ₃ 8M			
Proceso de las segundas columnas		muestra 0,3 + 0,3 ml HNO ₃ 7,5M 2 ml HCl 6M --- Th 0,5 ml agua + 1,5 ml HBr 0,7M --- U		muestra 60 ml HNO ₃ 8M 4 X 15 ml HCl 0,1M caliente --- Th		muestra 130 ml HNO ₃ 8M 10 ml HCl 9M --- desecho 100 ml HCl 9M --- Th	
Última evaporación de las muestras		2 gotas HNO ₃ conc y evaporar 2 gotas HNO ₃ conc y 1 - 2 gotas de H ₃ PO ₄ evaporar hasta pequeña bolita de líquid		5 ml HNO ₃ + 5 ml HCl y evaporar (3 veces) la tercera vez, añadir 1 ml Na ₂ SO ₄ cuando seco y frío, añadir 1 ml H ₂ SO ₄ y calentar frío, añadir 30 - 40 ml agua		evaporar disolver en gotas de HNO ₃ conc añadir 1 ml Na ₂ SO ₄ evaporar	
Preparación de la muestra para la medida		Doble filamento de renio-iránalo o filamento simple de grafito		electrólisis sobre disco de acero			
Preparación para la electrólisis		no		1 ml EDTA + 3 - 4 gotas de azul de timol añadir NH ₃ hasta que pH = 2,5		1 ml H ₂ SO ₄ + 6 - 7 ml agua 2 gotas azul de timol añadir NH ₃ hasta que pH = 2,5	
Tiempo de electrólisis		no		U --- 3h Th --- 5h		30 - 45 min cada uno	

Figura 2.11. Comparación de los procedimientos de preparación de muestras para dataciones por ²³⁰Th/²³⁴U en los laboratorios visitados durante esta investigación.

al cumplirse la relación $^{230}\text{Th}:^{232}\text{Th}>20:1$ (Przybylowicz *et al.*, 1991). En los casos en que esta relación no se cumple se ha utilizado la corrección propuesta por Schwarcz (1979) para calcitas impuras.

Los valores de vidas medias utilizados para calcular las edades son $^{234}\text{U } t_{1/2} = 245,3 \pm 0,14 \text{ ka}$ (Ludwig *et al.*, 1992) y $^{230}\text{Th} = 75,4 \pm 0,6 \text{ ka}$ (Meadows *et al.*, 1980).

2.4. ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES

El estudio preliminar y el de las muestras holocenas se ha realizado en el laboratorio de isótopos estables de la Escuela de Geografía y Geología de Universidad de McMaster, en Hamilton (Canadá), y el de las muestras Pleistocenas se ha desarrollado en la Estación Experimental del Zaidín perteneciente al CSIC (Granada) y en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Minnesota (Minneapolis, Estados Unidos). Se han estudiado los isótopos estables de oxígeno y carbono de la calcita y de oxígeno e hidrógeno del agua. En total se han realizado 850 análisis de isótopos estables de calcita y 14 de agua.

La extracción de las muestras de calcita en forma de polvo se ha realizado con un torno de dentista montado sobre una lupa binocular. Las muestras se han tomado directamente de las láminas transparentes o de la loncha de referencia de cada estalagmita. El muestreo se ha realizado a intervalos regulares a lo largo del eje de las estalagmitas o sobre una única lámina de crecimiento si era para realizar el *test de Hendy*.

El proceso de análisis es algo diferente en cada laboratorio. En la Universidad de McMaster, se disuelven unos 20 – 50 μg de calcita H_3PO_4 anhidro a 95°C y el CO_2 resultante se analiza en un espectrómetro de masas VG-SIRA con un analizador automático para carbonatos Autocarb. En la Universidad de Minnesota una cantidad similar de calcita se disuelve en H_3PO_4 105% a 70°C durante 300 segundos y el CO_2 resultante se analiza en un espectrómetro de masas MAT 252 con Carbonate Device III. En el laboratorio del Zaidín, se ha disuelto una cantidad similar de calcita en H_3PO_4 100% a temperatura ambiente durante 12 minutos y el CO_2 resultante se ha analizado en un espectrómetro de masas MAT 251.

En todos los casos los resultados se muestran en ‰ respecto al estándar VPDB y la precisión de los análisis es ± 0.1 ‰ para $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$.

Las muestras de agua se han analizado en el Laboratorio de Isótopos Estables del Zaidín (CSIC, Granada) y en el de la Universidad de Salamanca. En ambos casos los resultados están referidos al estándar VSMOW. Para relacionar los dos estándares se utilizarán las siguientes ecuaciones (Faure, 1998):

$$\delta^{18}\text{O} (\text{SMOW}) = 1,03086 \delta^{18}\text{O} (\text{PDB}) + 30,86$$

$$\delta^{18}\text{O} (\text{PDB}) = 0,970064 \delta^{18}\text{O} (\text{SMOW}) - 29,94$$

2.5. OTRAS TÉCNICAS UTILIZADAS

2.5.1. Realización de réplicas de poliuretano

La preparación de las muestras se ha realizado en los laboratorios de los Departamentos de Estratigrafía, de Petrología y Geoquímica, y de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid y del Instituto de Geología Económica del CSIC.

A pesar del número relativamente pequeño de estalagmitas recogidas para este estudio, todo muestreo de espeleotemas produce impacto visual. Para tratar de restaurar la zona afectada en el interior de la cueva, se han realizado réplicas de poliuretano de la mayoría de las estalagmitas muestreadas y se han colocado (o se colocarán) en su ubicación original.

Los moldes y contramoldes se han realizado según la técnica utilizada en el Departamento de Paleontología de la UCM para el replicado de fósiles de vertebrados. Los pasos de los que consta esta técnica se han resumido en la figura 2.12.

- A) Se prepara una cama de plastilina alrededor de la muestra. La forma de esta cama corresponderá exactamente con la de la mitad superior del molde. A la cama se le añaden unas llaves para asegurar el ajuste de las dos mitades del molde.

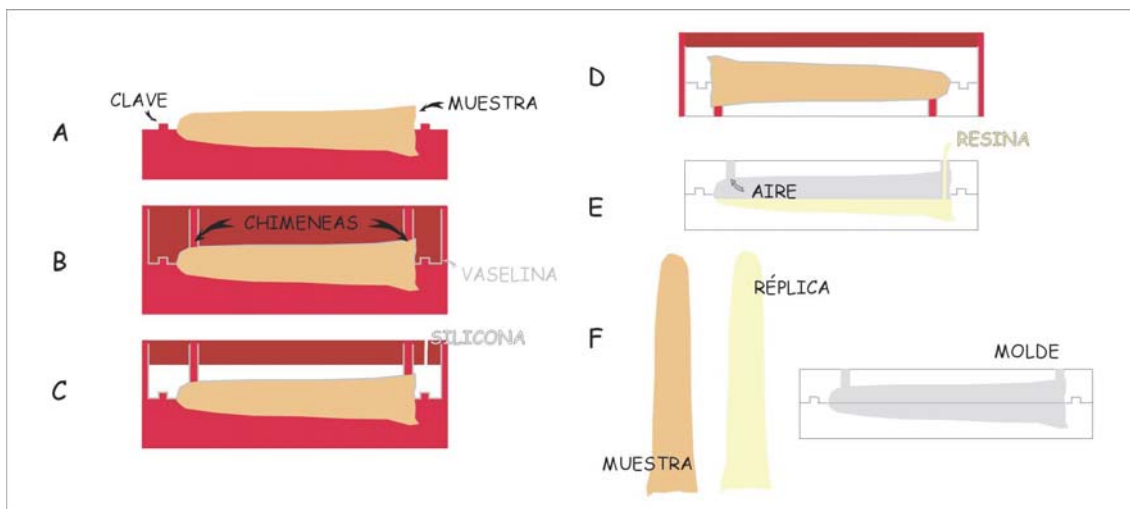


Figura 2.12. Corte esquemático de la estalagmita mostrando los pasos seguidos en la realización del molde de poliuretano.

- B) Se rodea la cama con una muralla, también de plastilina, que contendrá la silicona líquida que constituirá el molde. Se confeccionan dos chimeneas de plastilina para permitir la entrada de resina y salida de aire a la hora de llenar el molde. Se cubren todas las superficies con una fina capa de vaselina para facilitar el despegue de la silicona.
- C) Se rellena el hueco preparado de esta manera con silicona y se deja secar unas 24 h. Esta silicona forma la mitad inferior del molde.

- D) Se separa esta mitad del molde de silicona de la muralla y la cama de plastilina y se apoya sobre la mesa. Se prepara una segunda muralla y se cubre con una fina capa de vaselina para evitar que las dos mitades del molde queden pegadas. Se añade silicona hasta cubrir la muestra y se deja secar otras 24 h.
- E) Se separa el molde de la muralla y se limpia de plastilina. Se extrae la estalagmita de su interior. Se rellena el molde a través de las chimeneas con resina de poliuretano. Se deja secar alrededor de 1 h.

2.5.2. Rayos X

Para tratar de determinar la posible presencia de trazas de aragonito y de minerales de la arcilla en ciertas muestras de color oscuro se realizaron análisis por difracción de rayos X y, en algunos casos, de agregados orientados (Jackson, 1969) de algunas estalagmitas con fuertes contrastes de color. Estos análisis se llevaron a cabo en el Centro de Apoyo a la Investigación de Difracción de Rayos X de la Universidad Complutense de Madrid con un difractómetro Philips Xpert MPD con radiación $\text{CuK}\alpha$, voltaje de 45KV y 40 mA de intensidad.

2.5.3. Recopilación de información climática

Para caracterizar el clima actual de la zona de estudio y calibrar los registros paleoclimáticos ha sido necesario recopilar series climáticas recientes (temperatura y precipitaciones) de estaciones meteorológicas cercanas. Esta información se ha obtenido del Instituto Nacional de Meteorología y la Confederación Hidrográfica del Ebro. Los datos sobre composición isotópica de las precipitaciones de la Península Ibérica se han obtenido de la IAEA (*International Atomic Energy Agency*) en colaboración con GNIP/Isohis (*Global Network of Isotopes in Precipitation y The Isotope Hydrology Information System*).

CAPÍTULO III. ZONA DE ESTUDIO: LA CUEVA DEL COBRE Y SU ENTORNO

3.1. MARCO GEOGRÁFICO

3.2. CONTEXTO GEOLÓGICO

3.3. CLIMA Y VEGETACIÓN DE LA ZONA

3.3.1. Temperatura

3.3.2. Precipitaciones

3.4. COMPROBACIÓN DE LAS ASUNCIONES NECESARIAS PARA EL USO DEL GEOTERMÓMETRO DE OXÍGENO EN LA ZONA DE ESTUDIO

3.4.1. Temperatura y humedad relativa en la zona de muestreo

3.4.2. Composición isotópica de las aguas de precipitaciones y goteo

Relación de la composición isotópica del agua de las precipitaciones con la temperatura

3.4.3. Comprobación del equilibrio isotópico en la actualidad

III. ZONA DE ESTUDIO: LA CUEVA DEL COBRE Y SU ENTORNO

3.1. MARCO GEOGRÁFICO

La Cueva del Cobre está situada en la Sierra de Peña Labra, en el norte de Palencia y muy cerca del límite con Cantabria (figura 3.1). Forma parte del Parque Natural de Fuentes Carrionas y Fuente Cobre-Montaña Palentina.

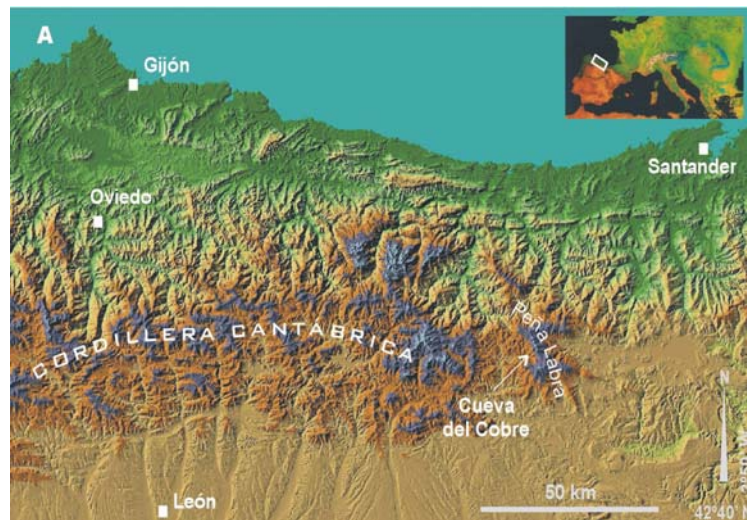


Figura 3.1. Situación geográfica general de la Cueva del Cobre.

La única entrada conocida es una gran abertura en la base de un crestón de calizas (figura 3.2), que corresponde al nacimiento del Río Pisuerga. Esta entrada ($42^{\circ}59'16''N$; $4^{\circ}22'18''O$; 1600 m s.n.m.), localizada en la esquina noreste de la hoja 25.000 107-I de San Salvador de Cantamuda (figura 3.3), está situada a media ladera sur de la Sierra de Peña Labra, casi en el cierre del Valle de Redondos, a unos 4-5 km de la población más cercana, Santa María de Redondo (1200 m s.n.m.). El valle se cierra al SE con la Sierra Cebollera y el impresionante pico de Valdecebollas, de 2143 m de altura. Las cotas más altas de la sierra se sitúan en los alrededores de la cueva a 1884 m s.n.m.



Figura 3.2. Mb. Calizas de Agujas visto desde el fondo del Valle de Redondos. La entrada de la cueva está situada en la base del crestón señalado con la flecha.

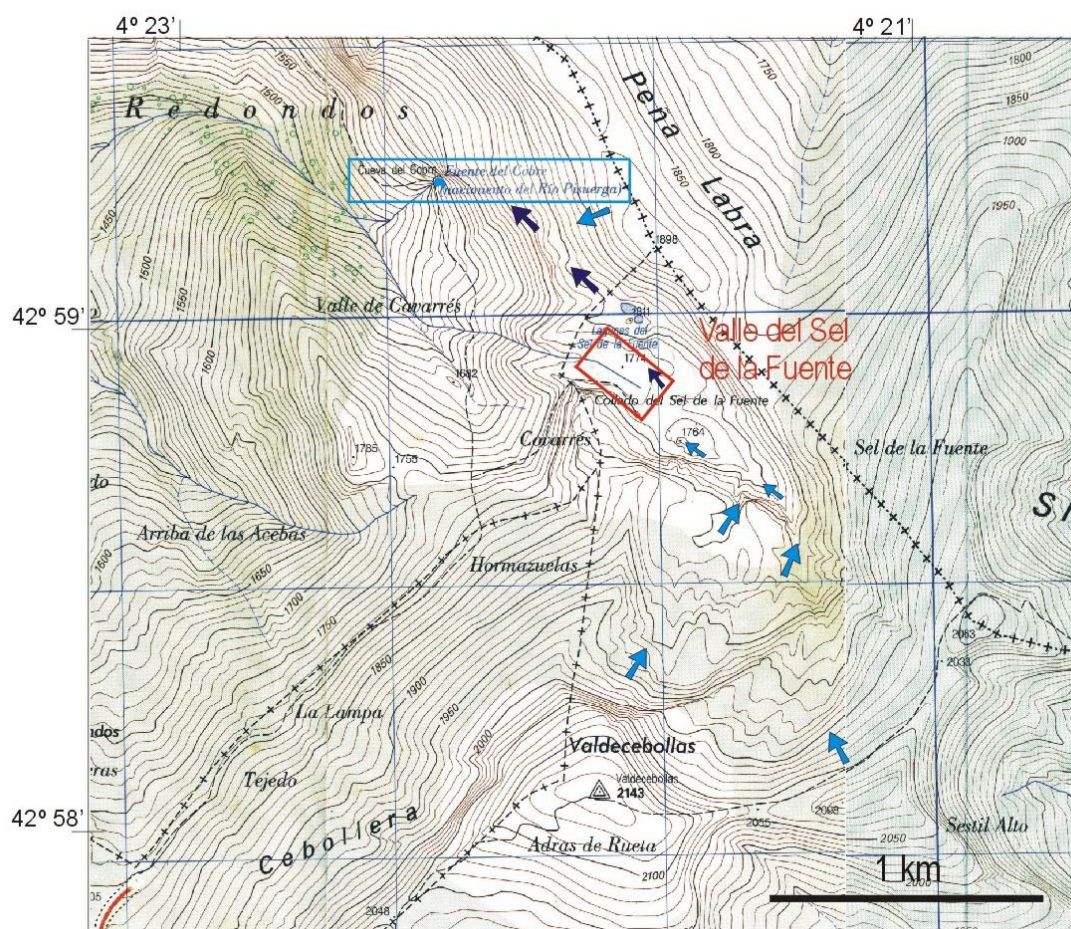


Figura 3.3. Situación de la Cueva del Cobre (hoja a escala 1:25.000 107-I de San Salvador de Cantamuda) en el Valle de Redondos. A partir de la entrada, la cueva se desarrolla hacia el SE. El rectángulo rojo señala en superficie la zona de la cueva de donde se han tomado las estalagmitas para este estudio. Las flechas azules indican la dirección de la escorrentía superficial y las oscuras de parte del flujo subterráneo.

3.2. CONTEXTO GEOLÓGICO

La Sierra de Peña Labra se sitúa en el extremo más oriental de la Zona Cantábrica (figura 3.1), prácticamente en el borde de la Región del Pisuerga-Carrión según la subdivisión de Julivert (1967).

Se trata de una zona con una estructura geológica compleja, con pliegues, series invertidas, cambios laterales de facies y un estilo tectónico superficial que genera gran cantidad de cabalgamientos (figura 3.4).

La Sierra de Peña Labra está formada por una serie carbonífera invertida cuya dirección coincide de manera general con la de la sierra (NO-SE). El buzamiento varía entre 45 y 60° hacia el NE (figura 3.5). El fondo del Valle de Redondos lo constituyen materiales relativamente impermeables: lutitas, areniscas y calizas correspondientes a las turbiditas de la Fm. Covarrés. Por encima, entre las cotas de 1600 y 1900 m s.n.m. afloran las calizas carboníferas

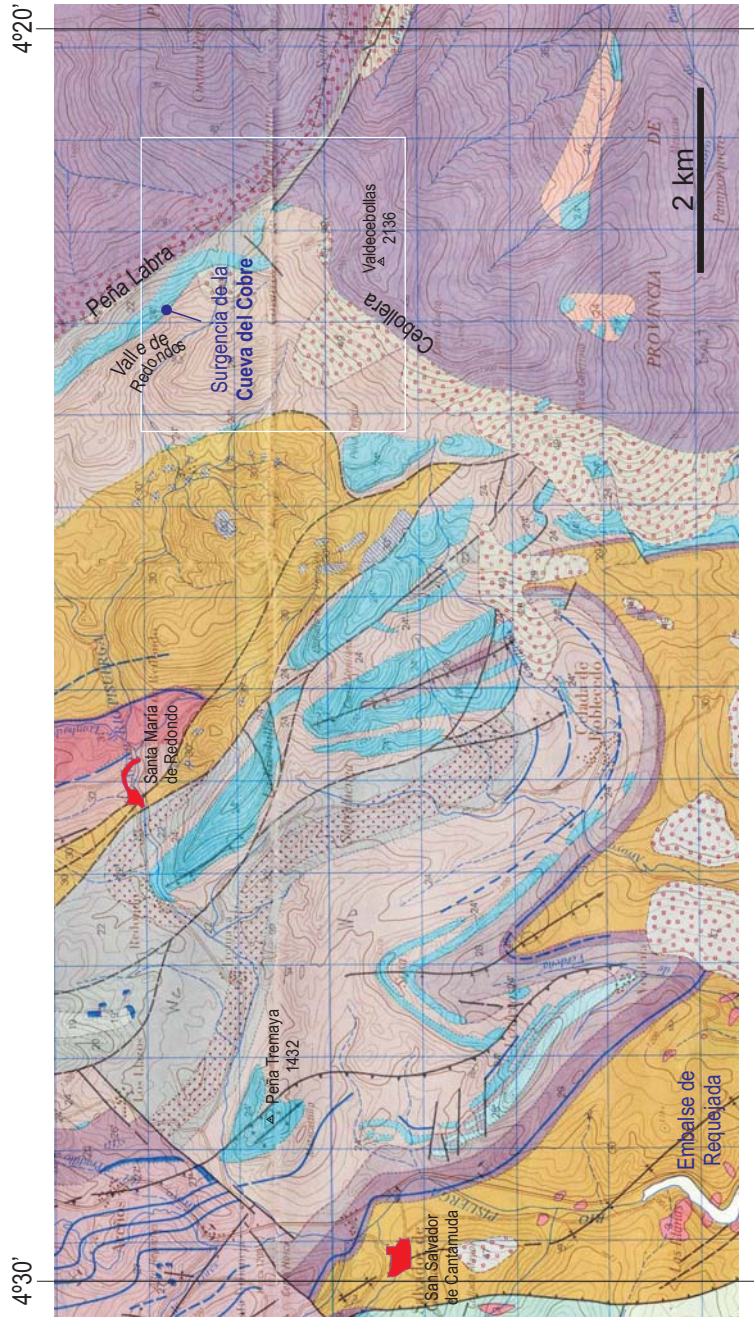
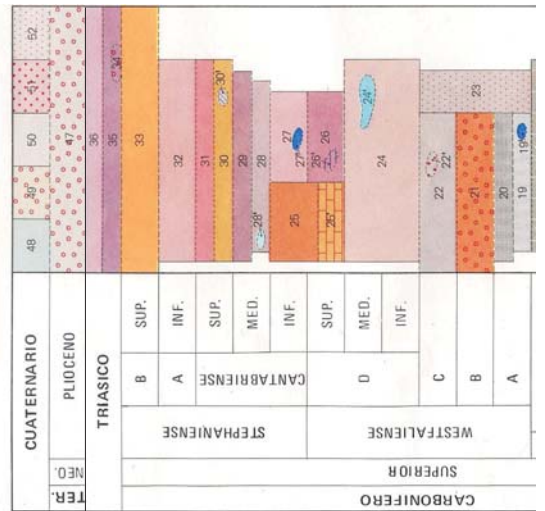


Figura 3.4. Situación de la Cueva del Cobre sobre la hoja nº 107 de la serie MAGNA - Barriolo de Santullán (1984). El rectángulo blanco corresponde a la zona de la figura 3.3.

LEYENDA



52	QT ₃	Arcillas y cantos	27	H ₃₁ ^{B1}	Lutitas, areniscas y derrubios calizos
51	QT ₂	Arcillas y cantos	27'	c	Calizas
50	QT	Arcillas y cantos	26	H ₂₄ ^{B3}	Lutitas y areniscas
49	Qc	Coluviones	26'	c	Calizas
48	QAI	Aluviones	25	Hc ₂₄₋₃₁ ^{B3, B1}	Calizas
47	Q ₁ -T ₂ ^B	Gravas	25'	I	Limonitas
36	T _G	Arcillas rojas	24'	Hc ₂₄ ^{B1, B2}	Calizas
35	T _G ^a	Areniscas, lutitas y conglomerados	24	H ₂₄ ^{B1, B2}	Lutitas, areniscas y calizas
34	T _G	Conglomerados	23	H ₂₁₋₂₃ ^B	Lutitas y areniscas
33	H ₃₃ ^{B3}	Conglomerados, areniscas y lutitas	22	H ₂₃ ^B	Lutitas, turbiditas y derrubios calizos
32	H ₃₂ ^{B1}	Lutitas, areniscas y conglomerados	22'	H ₂₃ ^B	Areniscas
31	H ₃₁ ^{B3}	Lutitas y areniscas	21	H ₂ ^B	Conglomerados
30	Hc ₃₁ ^{B3}	Lutitas y turbiditas	20	H ₂₁ ^B	Lutitas, turbiditas y conglomerados
30'	c	Calizas y derrubios calizos	19	Hc ₂₁ ^B	Lutitas, calizas y derrubios calizos
29	H ₃₁ ^{B2}	Areniscas y lutitas	19'	c	Calizas
28	Hc ₃₁ ^{B2}	Lutitas y margas			
28'	c	Calizas			

Mb. Calizas de Agujas

Fm. Covarrés

Fm. Vañes

del Miembro Calizas de Agujas (van de Graaff, 1971) en las que se desarrolla la cueva (composición isotópica obtenida en un punto cercano a la entrada de la cueva de $\delta^{18}\text{O} = -6,56\text{‰}$, VPDB y $\delta^{13}\text{C} = +3,26\text{‰}$, VPDB). Sobre ellas queda atrapada una cuña de pizarras negras marinas carboníferas (Fm. Vañés) que son una fuente potencial de uranio. Discordantes sobre esta serie carbonífera yacen las areniscas y conglomerados permotriásicos de la Fm. Peña Labra en facies Buntsandstein conformando las cumbres de la Sierra de Peña Labra que alcanzan los 2171m (Pico Tresmares).

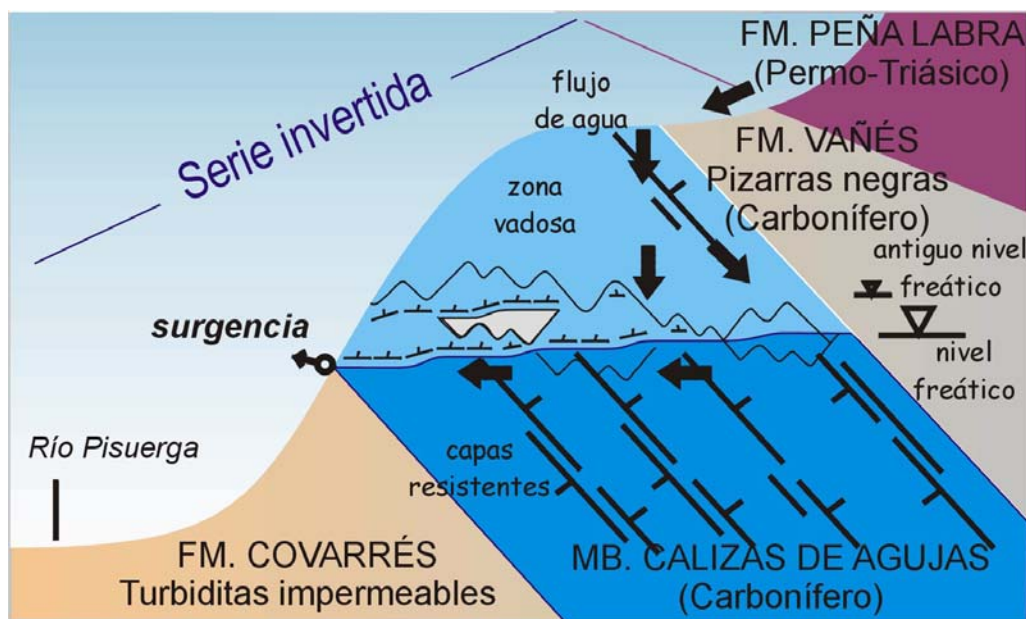


Figura 3.5. Sección de la cueva según la dirección de buzamiento (modificado de Rossi *et al.*, 1997).

La Cueva del Cobre es una cueva de nivel freático “ideal” (*sensu* Ford y Ewers, 1978) con unos 10 km de conductos desarrollados en ~225 m de desnivel vertical (Rossi *et al.*, 1997). Por el colector principal de la cueva discurre un río de bajo gradiente, expresión de un nivel freático cuya posición está controlada por el contacto entre las calizas karstificadas y las turbiditas impermeables infrayacentes (figura 3.5; Rossi *et al.*, 1997). Este nivel freático está colgado en la actualidad ~150 m sobre el regional marcado por el río Pisuerga. El agua que discurre por la cueva drena principalmente el Circo de Covarrés y el Valle del Sel de la Fuente, ambos de origen glaciar y excavados en los materiales permo-triásicos (figura 3.6). El valle del Sel de la Fuente se encuentra cubierto en la actualidad por morrenas cuaternarias (Hernández Pacheco, 1944). Más información sobre la cueva y sus espeleotemas se puede encontrar en Rossi *et al.* (1997), Muñoz García (2002), Muñoz García *et al.* (2002, 2004a y b, 2006 y 2007) y Martín Chivelet *et al.* (2004 y 2006).

La zona de estudio del interior de la cueva está situada a más de 100 m por debajo de la superficie del Valle del Sel de la Fuente cuya cota es de ~1800 m



Figura 3.6. Fotos de campo de los alrededores de la Cueva del Cobre. A) Valle de origen glaciar del Sel de la Fuente visto desde una de las cabeceras. Las estalagmitas estudiadas fueron recogidas unos 100 m por debajo de la zona señalada con la flecha.



B) Sumidero del Sel de la Fuente (flecha) visto desde el valle del mismo nombre con una cabecera glaciar al fondo.



C) Aspecto de algunos de los bloques morrénicos. Al fondo de la imagen aparecen caballos como escala.

y en el que aflora una morrena cuaternaria siliciclástica cubierta por pastos y arbustos (retamas y brezos fundamentalmente) con algunas turberas incipientes.

La mayor parte del agua que atraviesa la cueva procede de las precipitaciones recogidas en la zona encajonada entre las sierras de Peña Labra (1898 m s.n.m. de máxima cota en esta pequeña cuenca) y de Cebollera, cuyo pico de Valdecebollas alcanza 2143 m s.n.m. justo por encima de la depresión de Covarrés (1764 m s.n.m.).

3.3. CLIMA Y VEGETACIÓN DE LA ZONA

El clima en los alrededores de la Cueva del Cobre es típico de montaña y se transforma en continental de influencia atlántica al bajar la cota hacia la meseta. Se considera además de nula influencia mediterránea (Rivas-Martínez, 1987).

El relativo aislamiento del mar junto con la elevada altitud provocan oscilaciones de temperatura muy marcadas, destacando el intenso frío del invierno y la suavidad del verano (figura 3.7). Las nevadas son frecuentes entre principios de octubre y mediados de mayo.

La cota de la entrada principal de la cueva coincide aproximadamente con la línea de árboles. La vegetación que cubre las laderas hasta esta altura se compone de bosques de hayas y robles acompañados de acebos, servales, avellanos y abedules.

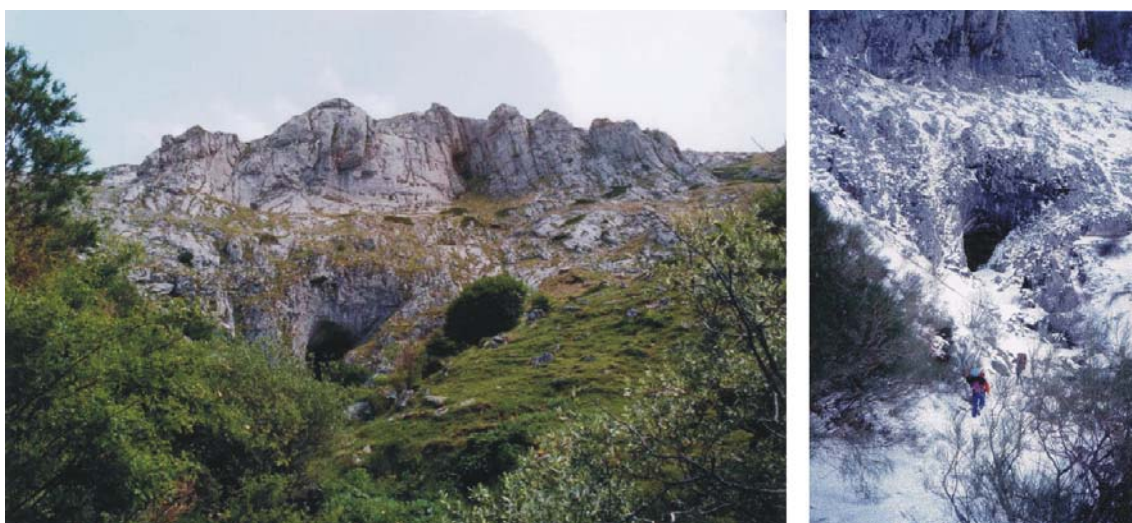


Figura 3.7. Aspecto de la entrada de la cueva en verano e invierno. La cota de la abertura prácticamente coincide con la línea de árboles.

Para el conocimiento del comportamiento de la temperatura de cueva en la actualidad y en el pasado, creemos importante realizar unas observaciones sobre el microclima actual del Valle de Redondos. Para ello, trataremos de integrar la información obtenida a partir de estaciones termopluviométricas cercanas y la obtenida a partir de la vegetación de la zona, dada la diferencia de altitud entre dichas estaciones y la zona de la cueva y de recarga.

3.3.1. Parámetros climáticos: temperatura

Conocer la temperatura media anual de la zona es muy importante para poder compararla con la temperatura en el interior de la cueva. La capacidad que tienen las cuevas de reflejar la temperatura media exterior debido a su enorme inercia térmica (Ford y Williams, 1989) nos puede permitir en teoría obtener curvas de paleotemperaturas medias anuales en el pasado con la utilización de un geotermómetro adecuado. Por lo tanto, esta comprobación es fundamental para una correcta interpretación del registro.

La serie climática más larga de la zona es la de Reinosa (~43°00'N; 4°09'O; Confederación Hidrográfica del Ebro, 2006). Esta estación se encuentra a sólo 19 km de la cueva pero a una cota considerablemente más baja (851 m s.n.m.).

La temperatura media anual registrada en esta estación en el periodo comprendido entre 1940 y 1991 fue de 8,6°C, con una desviación de 1,5°C (figura 3.8).



Figura 3.8. Serie de temperatura media anual en la estación de Reinosa, a 19 km de la cueva, entre los años 1941 y 1991 y temperatura media anual en este periodo (datos de la Confederación Hidrográfica del Ebro, 2006).

Dada la diferencia de cota, tendremos que estimar la temperatura media anual en la zona de la cueva. En la tabla que se muestra a continuación (figura 3.9) se ofrece información climática de algunas localidades palentinas basada en series de observaciones consecutivas de más de 20 años.

Estación	Distancia a la cueva (km)	Altitud (m s.n.m.)	Número años	T	P
Camporredondo	32	1253	32	8,2	1031
Triollo	26	1299	24	8,3	1166
Cervera de Pisuerga	17	1013	34	9,1	967
Aguilar de Campoo	23	897	25	9,9	628
Alar del Rey	37	851	25	10,5	542
Monzón de Campos	95	754	22	11,3	444
Venta de Baños	120	720	31	12,3	413

Figura 3.9. Valores de temperaturas (°C) y precipitaciones medias anuales (mm) de algunas localidades palentinas (Rivas Martínez, 1987).

Los datos de temperatura media anual obtenidos en estas estaciones permiten calcular un gradiente de variación de esta variable con la altitud (figura 3.10) y estimar la temperatura en la zona de la cueva entre 6°C en la cota de la entrada y 4,7°C en el Valle del Sel de la Fuente a ~1800 m s.n.m.

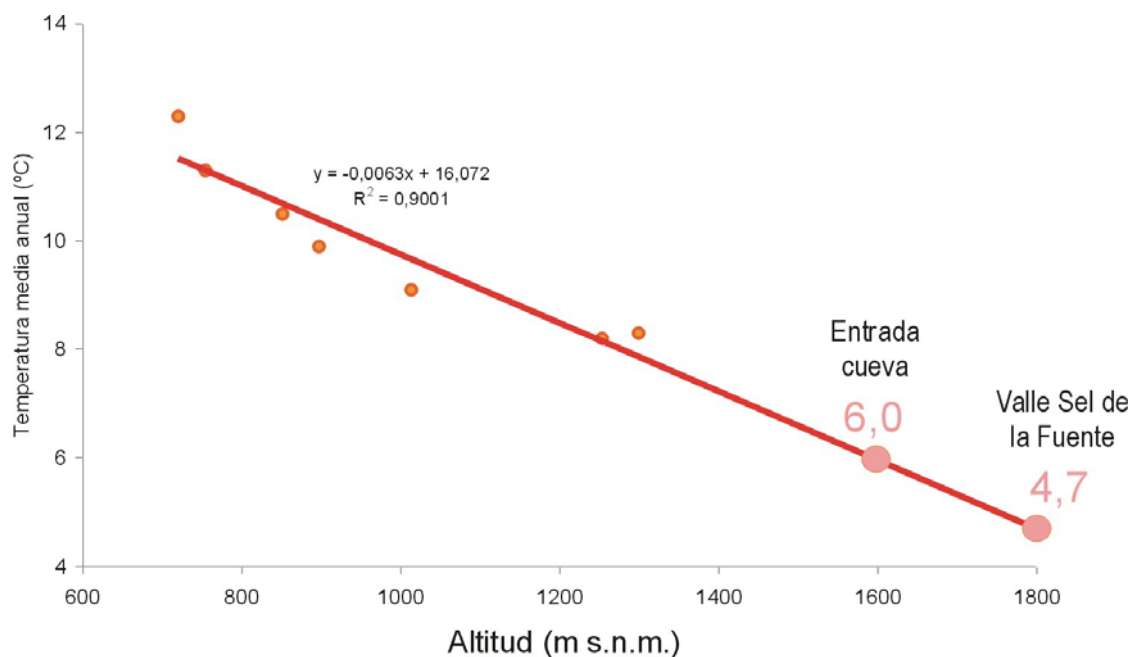


Figura 3.10. Cálculo del gradiente de variación de la temperatura media anual con la altitud y extrapolación de esta variable hasta la zona de estudio (según los datos de Rivas Martínez, 1987).

Por otro lado, la vegetación presente en la zona, con sus necesidades de temperatura y humedad también aporta información importante sobre el clima de la zona. Según el Mapa de series de vegetación de España 1:400.000 (Rivas-Martínez, 1987) la zona alta de la Sierra de Peña Labra (por encima de ~1700 m) está cubierta por vegetación de la serie subalpina que necesita temperaturas medias anuales de entre 3 y 6°C. Por debajo de ésta, existe una orla hasta el fondo del valle de vegetación de la serie montana que se desarrolla

en zonas con temperatura media anual de entre 6 y 10°C, mucha humedad en verano y nieblas frecuentes.

De la distribución de estas dos series de vegetación deducimos que la temperatura media anual a ~1700 m s.n.m. en la vertiente sur del Peña Labra es de aproximadamente 6°C, que coincide con la estimación obtenida mediante el gradiente anterior.

3.3.2. Parámetros climáticos: precipitaciones

La aridez del clima puede influir en varios parámetros de cierta importancia como por ejemplo la composición isotópica de oxígeno del agua de goteo o la presencia de plantas durante ciertos meses del año adaptadas a la aridez que pueden influir mucho en la composición isotópica del carbono de las aguas de las que precipitan los espeleotemas.

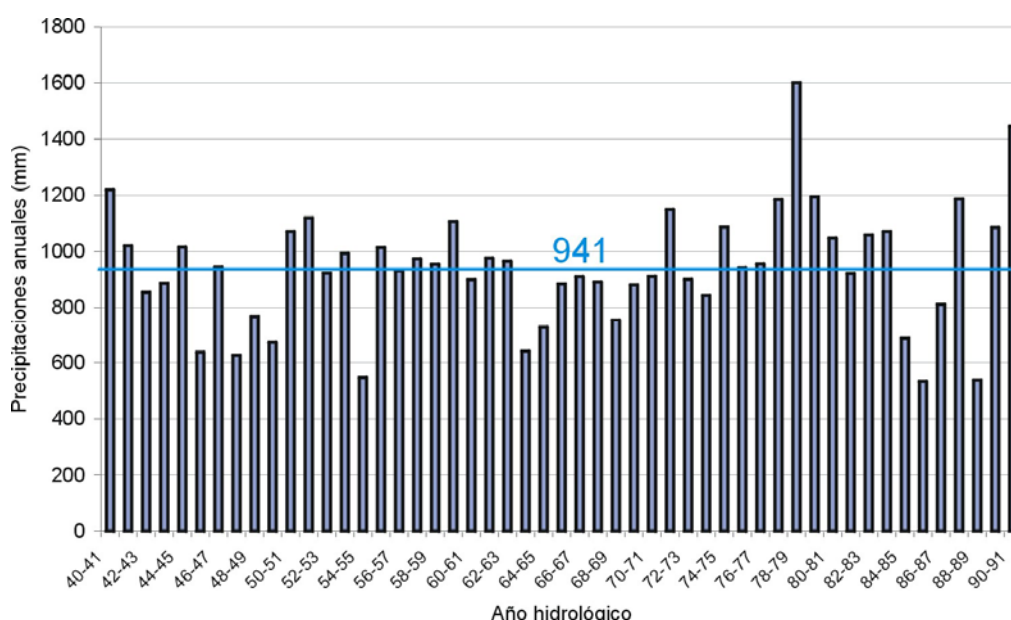


Figura 3.11. Serie de precipitaciones medias anuales en la estación de Reinosa, a 19 km de la cueva, entre los años 1941 y 1991 y valor medio de este periodo (Datos de la Confederación Hidrográfica del Ebro, 2006).

Las precipitaciones medias anuales de Reinosa para el periodo comprendido entre 1940 y 1991 se han situado alrededor de 940 mm de media (figura 3.11). La regresión calculada a partir de las estaciones cercanas (figura 3.12) permite estimar una precipitación en la zona de la cueva entre 1550 y 1800 mm. Esta estimación ($r^2=0,93$) se confirma con el dato de Santa María de Redondo (~900 mm anuales a 1220 m de altitud s.n.m.) y la información obtenida a partir de la vegetación de la zona de estudio que pertenece a las unidades ombroclimáticas húmeda o hiperhúmeda (precipitaciones medias anuales situadas entre 900 y 1400 mm o >1400mm).

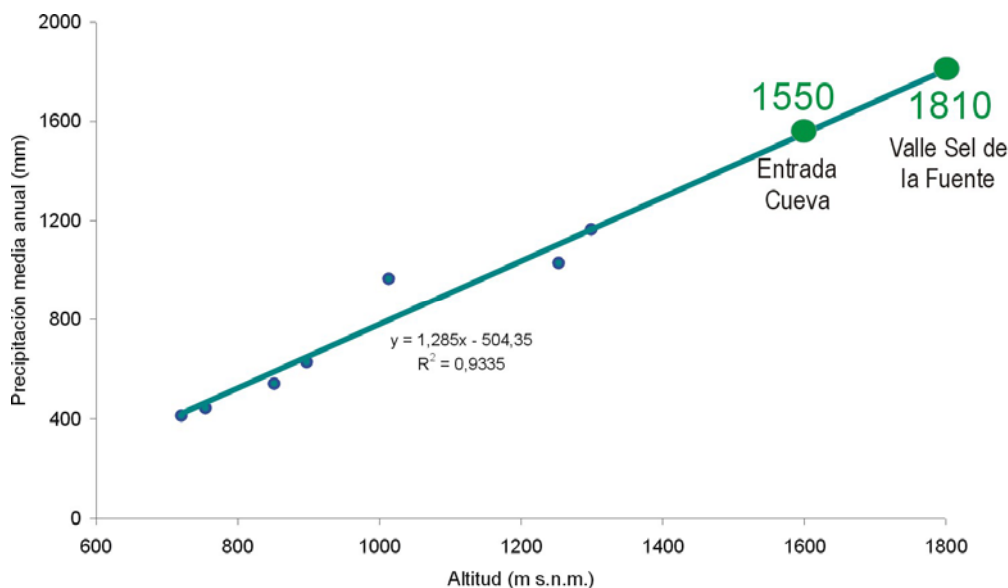


Figura 3.12. Cálculo del gradiente de variación de la cantidad de precipitaciones medias anuales con la altitud y extrapolación de esta variable hasta la zona de estudio (según los datos de Rivas Martínez, 1987).

Por otro lado, convencionalmente, se dice que un mes tiene carácter árido cuando la precipitación expresada en milímetros de altura es inferior al doble de la temperatura media mensual en grados centígrados ($P < 2T$). La aridez se puede representar en el diagrama ombroclimático de Gaussen (figura 3.13), que sitúa en una gráfica cartesiana los valores correspondientes a la temperatura y la precipitación media mensual haciendo coincidir $P = 2T$ en las ordenadas. De este modo, cuando un mes resulta ser árido ($P < 2T$), la curva de precipitación se situará por debajo de la correspondiente a la temperatura y aparecerá un área tanto más extensa cuanto mayores sea la aridez del clima representado.

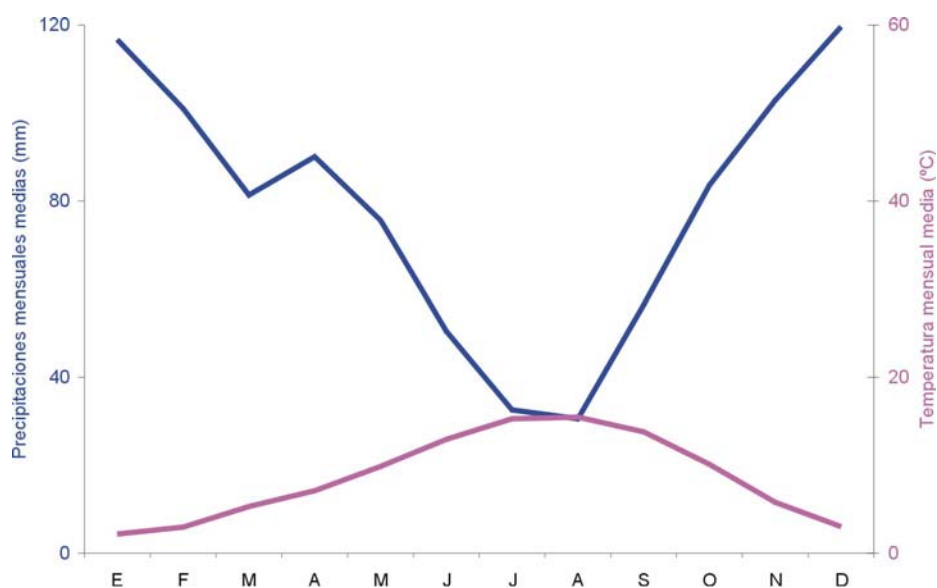


Figura 3.13. Diagrama ombroclimático de Gaussen de la estación de Reinoso para el periodo de tiempo comprendido entre 1940 y 1991 (datos de la Confederación Hidrográfica del Ebro, 2006).

Según este criterio, en Reinosa no existen meses áridos y en la zona de estudio la aridez será aún menor según esta convención ya que la temperatura es menor y las precipitaciones mayores.

3.4. COMPROBACIÓN DE LA VALIDEZ DE LAS ASUNCIONES NECESARIAS PARA EL USO DEL GEOTERMÓMETRO DE OXÍGENO EN LA ZONA DE ESTUDIO.

3.4.1. Temperatura y humedad relativa en la zona de muestreo

Se llevaron a cabo varias medidas de temperatura y humedad a lo largo del colector subterráneo así como de algunos de los niveles superiores (fig. 3.14).

De los resultados de estas medidas se deduce que la temperatura del aire en los niveles superiores de la zona de muestreo (10–20 m sobre el nivel freático) se mantiene bastante constante alrededor de $\sim 5,5 \pm 0,3^{\circ}\text{C}$ y la humedad relativa prácticamente alcanza el 100%, especialmente en las zonas más alejadas de la entrada de la cueva (figura 3.14).

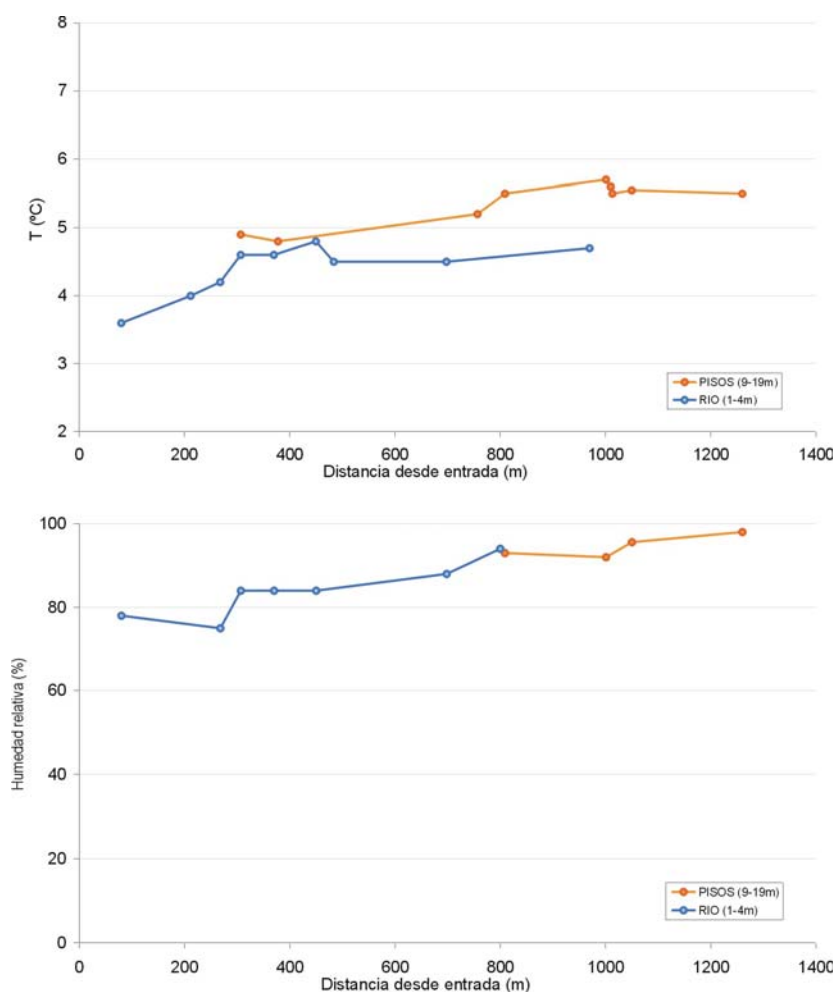


Figura 3.14. Resultados del muestreo de temperatura y humedad en distintos niveles de la Cueva del Cobre

La diferencia entre la temperatura estimada para el aire exterior a ~1600 m de altitud (~6°C) y la que hemos medido en el interior de la cueva en una posición ligeramente superior (en torno a $5,5 \pm 0,3^{\circ}\text{C}$) es mínima, por lo que podemos asumir que, por lo menos en la actualidad, la zona de muestreo se encuentra en equilibrio térmico con su entorno.

3.4.2. Composición isotópica de las aguas de las precipitaciones y de goteo

Se han realizado distintos análisis isotópicos de algunas aguas de goteo actuales y de algunas aguas superficiales cercanas a la cueva (nieve, Laguna Grande en valle del Sel de la Fuente, Arroyo en la cuerda de la sierra, río Pisuerga) para conocer en la medida de lo posible la relación entre la composición de los goteos y de las precipitaciones de la zona (figura 3.15).

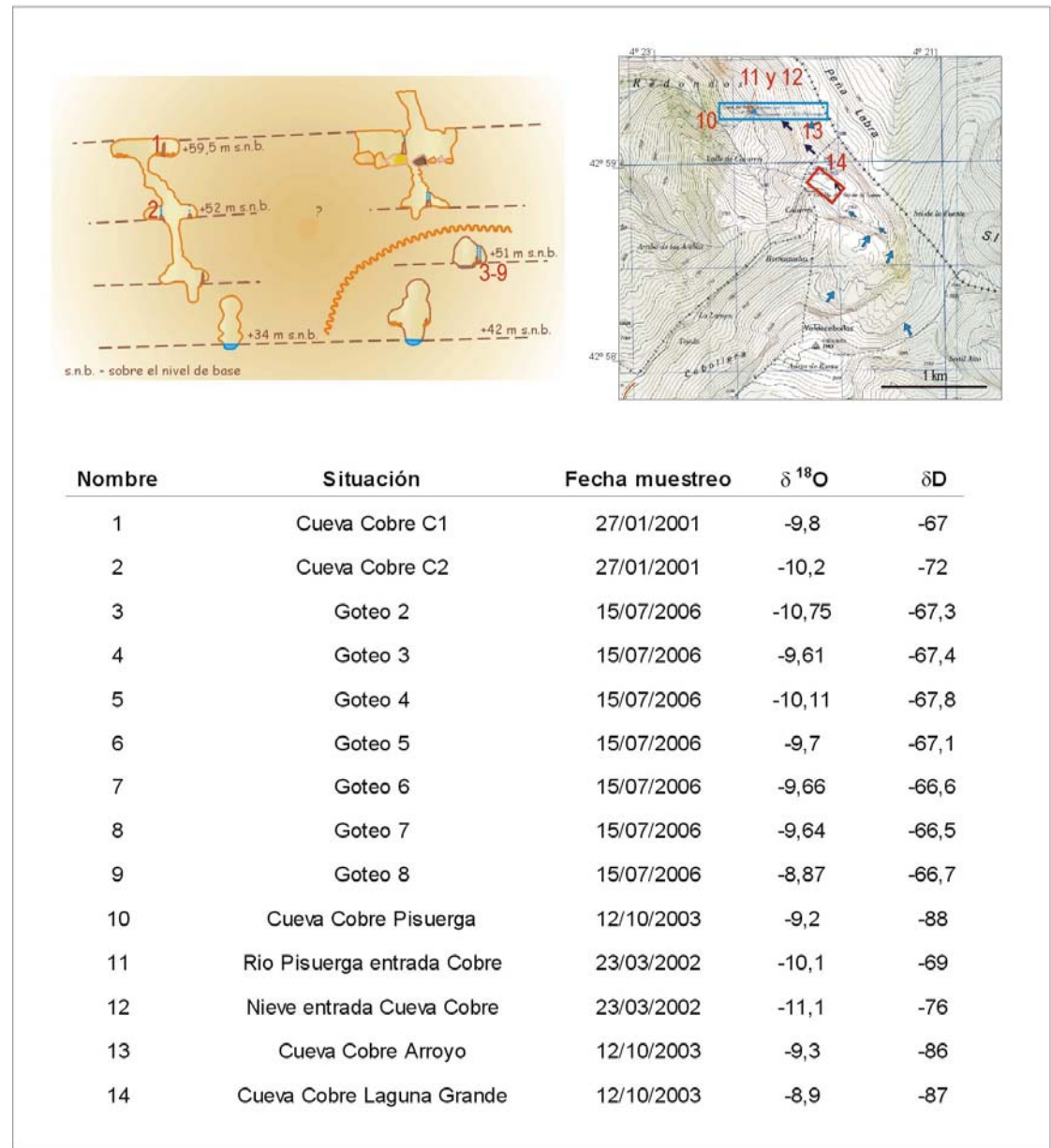


Figura 3.15. Situación y resultados de los análisis isotópicos de las aguas de goteo y de los alrededores de la cueva. Los Goteos 2 a 8 fueron recogidos en la misma sala que las estalagmitas C11 y C12. Los resultados están expresados en ‰ respecto a VSMOW.

Los análisis se han realizado en la Estación Experimental del Zaidín (CSIC-Granada) y en la Universidad de Salamanca. Los resultados se muestran en la figura 3.15.

El valor de $\delta^{18}\text{O}$ varía entre $-8,87\text{‰}$ (Goteo 8 junto a estalagmitas C11 y C12, verano 2006) y $-11,1\text{‰}$ (nieve, invierno 2002) y el de δD entre $-66,5\text{‰}$ (Goteo 7, verano 2006) y -88‰ (río Pisuerga, otoño 2003). La mayoría de los resultados es coincidente con la composición isotópica de oxígeno esperada en la zona de la Cueva del Cobre en función sólo de su latitud y altitud (entre $-10,2\text{‰}$ y $-11,2\text{‰}$, VSMOW) según la fórmula propuesta por Bowen y Wilkinson (2002).

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{prec}} = -0,0051(\text{lat})^2 + 0,1805(\text{lat}) - 0,002(\text{alt}) - 5,247$$

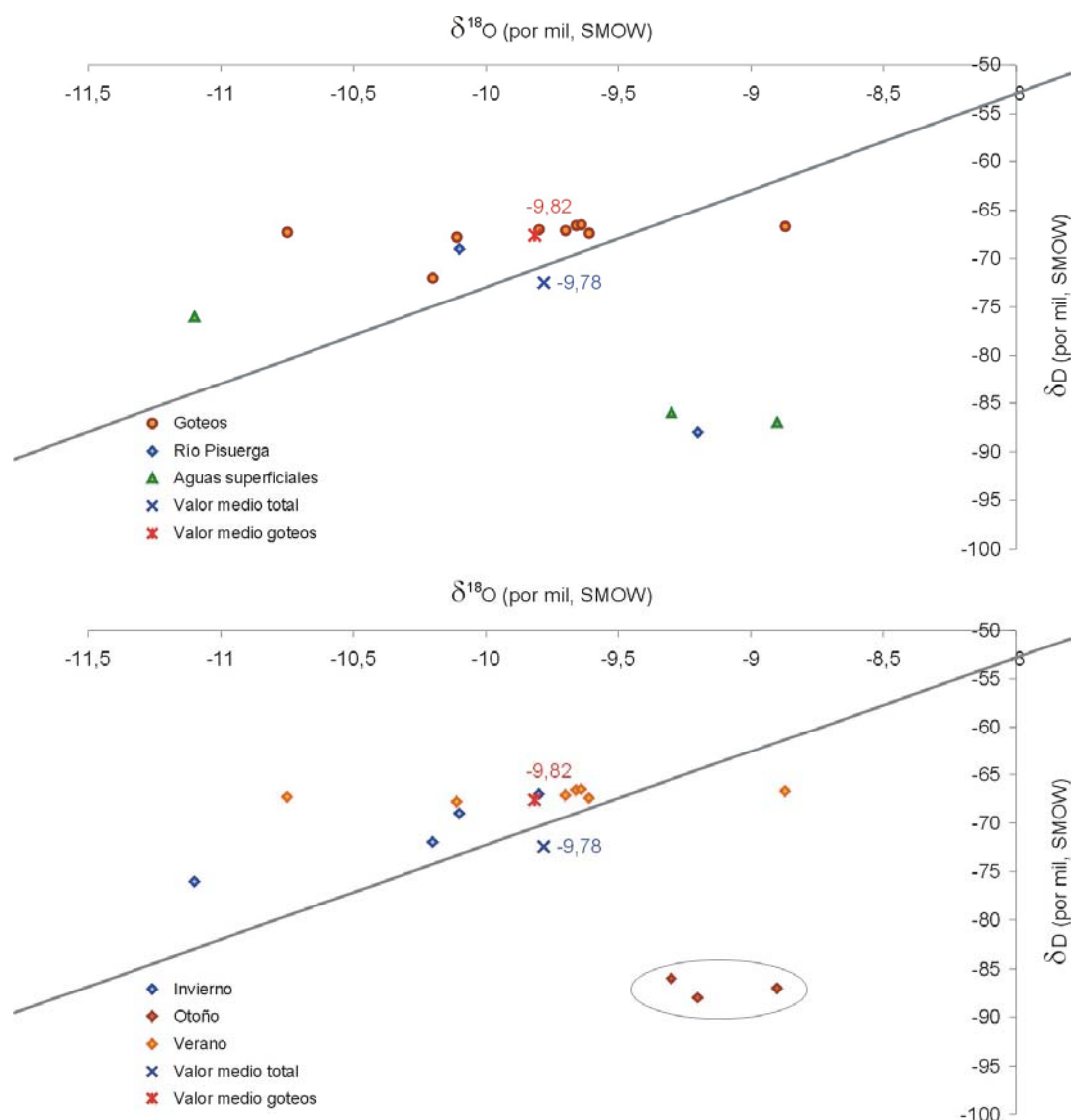


Figura 3.16. Situación y resultados de los análisis isotópicos de aguas de goteo y de los alrededores de la Cueva del Cobre.

Todas las aguas analizadas se proyectan cerca de la recta meteórica global, aunque algunas se desvían ligeramente, como las aguas superficiales recogidas en otoño o los goteos más rápidos (figura 3.16).

Por otro lado, el valor medio de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas de goteo es $-9,82\text{‰}$, muy similar al valor medio de todas las aguas analizadas ($-9,78\text{‰}$) y a la media obtenida sólo de las aguas superficiales ($-9,72\text{‰}$).

Por lo tanto, se puede asumir que, en general, la composición isotópica de oxígeno de los goteos de esta zona de la cueva está reflejando la composición de las precipitaciones.

Relación de la composición isotópica del agua de las precipitaciones con la temperatura

Para obtener una relación de la composición isotópica de las precipitaciones con la temperatura, compararemos los datos obtenidos en la Cueva del Cobre y sus alrededores con resultados isotópicos de aguas de precipitación de tres puntos cercanos que tienen un seguimiento de la composición de las precipitaciones relativamente bueno durante el año 2000 y cuyos datos están recogidos en la IAEA: Santander, León y Valladolid (figura 3.17). También se tendrán en cuenta los resultados más pormenorizados publicados por Benavente Herrera *et al.* (2004) sobre las precipitaciones de Jaén y las de Gibraltar (Mattey *et al.*, 2006).

La curva meteórica de Santander obtenida a partir de los datos de la IAEA es $\delta\text{D} = 7,73 \delta^{18}\text{O} + 10,49$ ($r^2 = 0,91$). La composición isotópica de las precipitaciones de Santander presenta una correlación muy baja con la temperatura ($r^2 = 0,10$; $+1,89\text{‰}/^\circ\text{C}$) y algo mayor con la cantidad de precipitación ($r^2 = 0,34$), probablemente debido a la proximidad a la fuente de evaporación.

Con los datos de León recogidos por la IAEA se obtiene una curva meteórica ($\delta\text{D} = 8,26 \delta^{18}\text{O} + 10$; $r^2 = 0,93$) similar a la de Santander, Valladolid ($\delta\text{D} = 7,9078 \delta^{18}\text{O} + 10$; $r^2 = 0,84$) y a la de la zona de estudio, al asignarle un punto de corte $d_0=10$. La relación de la composición isotópica de las precipitaciones con la temperatura es mayor que con la cantidad de precipitación y es igual a $+0,80\text{‰}/^\circ\text{C}$ (León) y $+0,77\text{‰}/^\circ\text{C}$ (Valladolid). Estos valores son relativamente grandes si los comparamos con el valor de $+0,69\text{‰}/^\circ\text{C}$ propuesto por Dansgaard (1964) a partir del hielo de Groenlandia y el de $+0,64\text{‰}/^\circ\text{C}$ ($r^2 = 0,79$) obtenido por Mattey *et al.* (2006) en Gibraltar.

Para las precipitaciones de Jaén de procedencia Atlántica ($d_0<12$) también se obtiene una curva meteórica similar $\delta\text{D} = 8,16 \delta^{18}\text{O} + 9,068$ ($r^2=0,99$). En este caso la relación con la temperatura es algo mayor ($+1,00\text{‰}/^\circ\text{C}$; $r^2 = 0,46$) y no muestran ninguna relación aparente con la cantidad de precipitación ($r^2 = 0,01$). La curva meteórica inferida para las otras masas de agua con $d_0>14$ es $y = 9,2555x + 26,704$ ($r^2 = 0,99$), muy similar a la curva mediterránea (Matthews *et al.*, 2000).

De estos datos obtenemos algunas conclusiones. La primera es que las masas de agua que llegan a la zona de Cueva del Cobre no parecen mostrar ninguna influencia mediterránea y sin embargo se ajustan muy bien a la recta meteórica

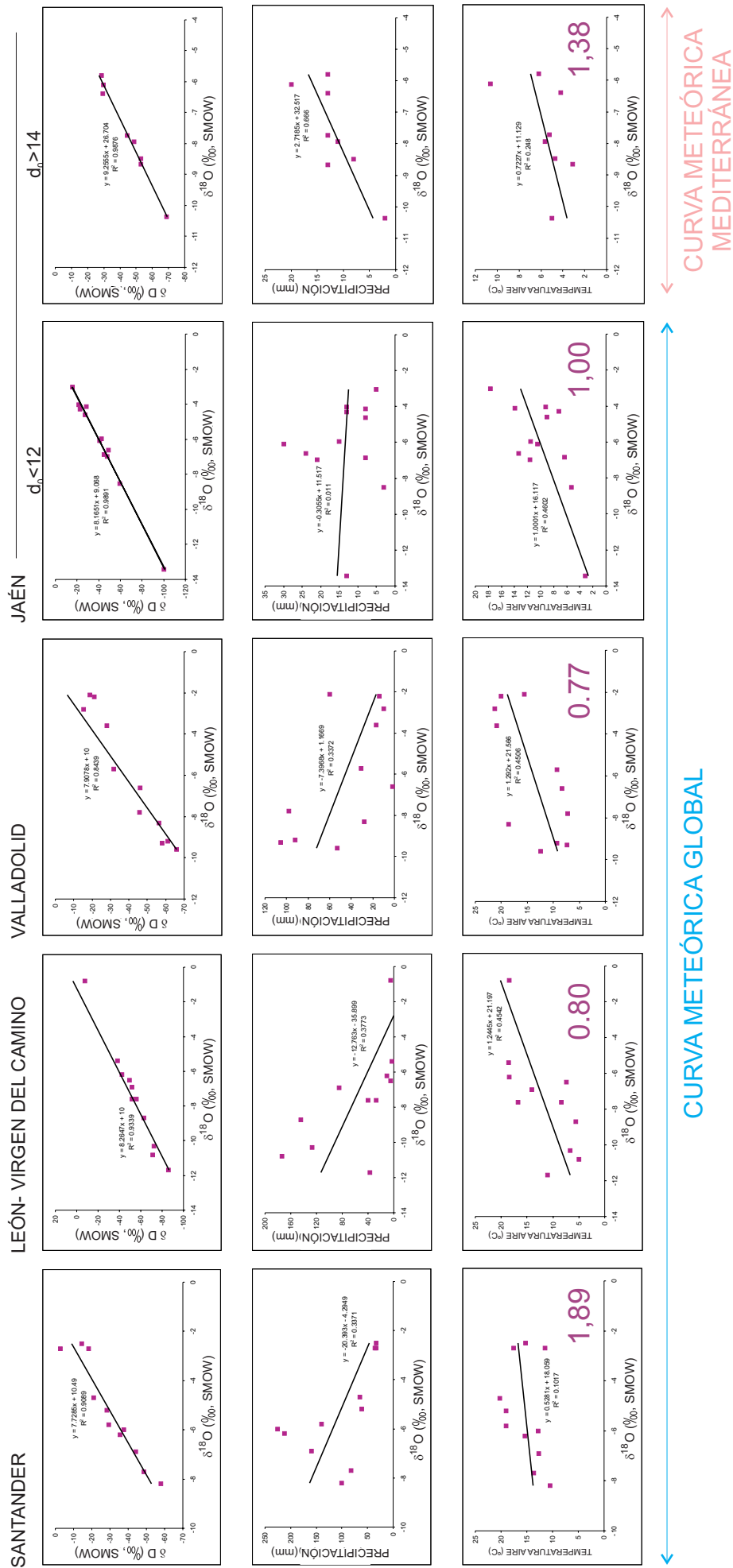


Figura 3.17. Composición isotópica de las precipitaciones de Santander, León, Valladolid y Jaén (IAEA y Benavente Herrera et al., 2004). La primera fila muestra la recta meteórica obtenida a partir de los datos empíricos. La segunda corresponde a la relación entre la composición y la cantidad de precipitación de cada evento, y la tercera fila la relación con la temperatura. En la tercera fila, el número morado corresponde a la inversa de la pendiente, es decir en el primer caso la relación es $d\delta^{18}\text{O}/dT = + 1,89\text{‰}/^\circ\text{C}$.

global, al igual que otras ciudades cercanas. Además, la composición isotópica de la precipitación de todas las ciudades analizadas alejadas de la influencia marina por la Cordillera Cantábrica depende en mayor medida de la temperatura que de la cantidad de precipitación en cada evento, por lo que podemos asumir que ocurrirá lo mismo en la zona de estudio. Por último, la relación entre composición isotópica y temperatura es positiva y se sitúa en ciudades cercanas entre +0,77 ($r^2 = 0,45$; Valladolid) y +1,89‰/°C ($r^2 = 0,12$; Santander).

3.4.3. Comprobación del equilibrio isotópico en la actualidad

Un dato más para apoyar la validez de los registros isotópicos de la calcita, es la comprobación de la existencia de equilibrio isotópico en la actualidad en la zona de estudio de la cueva. Esta comprobación no nos asegura que todo el crecimiento de la calcita tuviera lugar bajo estas condiciones, pero aporta un dato complementario al *test* de Hendy (1971) y a las otras pruebas de equilibrio. Para comprobar la existencia de equilibrio isotópico en la actualidad es necesario conocer la composición isotópica del agua de goteo, la de la calcita actual y la temperatura a la que precipita esta calcita.

Introduciremos estos valores en dos fórmulas distintas. Friedman y O'Neil (1977) proponen una fórmula de fraccionamiento calcita-agua en un amplio rango de temperaturas (0-500°C)

$$1000 \ln \alpha_{cc-ag} = 2,78 (1000/T^2) - 2,89$$

Con los pares de agua-calcita anteriores podemos calcular un rango para la temperatura actual entre 0 y 6,1°C, con la mayoría de las muestras entre 5,5 y 6,1°C, muy cercanas a la temperatura real medida ($\sim 5,5 \pm 0,3^\circ\text{C}$).

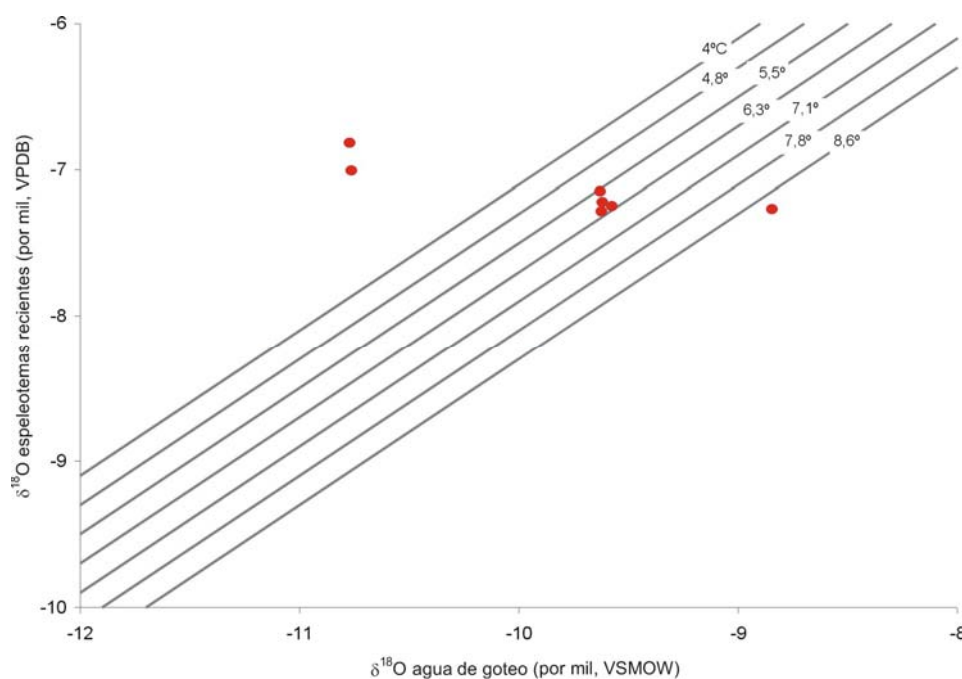


Figura 3.18. Curvas de equilibrio isotópico a distintas temperaturas según Hays y Grossman (1991). Los puntos rojos corresponden a pares de calcita-agua actuales recogidos en la zona de estudio.

Las muestras que se desvían de la temperatura real se observan con más claridad en la figura 3.18, en la que se ha calculado la temperatura actual según la fórmula empírica de Hays y Grossman (1991), basada especialmente en espeleotemas de cuevas alejadas de la costa.

$$T_{\text{no costa}} = 17,8 \pm 16,2 [-0,572 - 0,1233 (\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}} + \delta^{18}\text{O}_{\text{ag}})]^{1/2}$$

La mayoría de las muestras se sitúa entre 5,5 y 6,2°C. Sólo los pares de calcita-agua de goteos muy rápidos o posiblemente sin crecimiento actual se proyectan fuera de este rango.

Por lo tanto, es posible concluir que es muy probable que la calcita esté precipitando en la actualidad en equilibrio isotópico con las aguas de goteo en la mayoría de los casos, aunque es necesario elegir las muestras cuidadosamente.

IV. ANÁLISIS GEOCRONOLÓGICO, GEOQUÍMICO Y MICROESTRATIGRÁFICO DE LOS ESPELEOTEMAS DE LA CUEVA DEL COBRE

4.1. ESTALAGMITA C1

- 4.1.1. Descripción
- 4.1.2. Edad y tasa de crecimiento
- 4.1.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento
- 4.1.4. Registro de isótopos estables
- 4.1.5. Columna microestratigráfica

4.2. ESTALAGMITAS C2 y C3

- 4.2.1. Descripción
- 4.2.2. Edad de C2 y C3
- 4.2.3. Composición mineralógica de C2

4.3. ESTALAGMITA C4

- 4.3.1. Descripción
- 4.3.2. Edad y tasa de crecimiento
- 4.3.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento
- 4.3.4. Registro de isótopos estables
- 4.3.5. Descripción de la textura cristalina
- 4.3.6. Columna microestratigráfica

4.4. ESTALAGMITA C7

- 4.4.1. Descripción
- 4.4.2. Edad y tasa de crecimiento
- 4.4.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento
- 4.4.4. Registro de isótopos estables
- 4.4.5. Descripción de la textura cristalina
- 4.4.6. Columna microestratigráfica

4.5. ESTALAGMITA C7S

- 4.5.1. Descripción
- 4.5.2. Edad y tasa de crecimiento
- 4.5.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento
- 4.5.4. Registro de isótopos estables
- 4.5.5. Columna microestratigráfica

4.6. ESTALAGMITA C8

- 4.6.1. Descripción
- 4.6.2. Edad y tasa de crecimiento
- 4.6.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento
- 4.6.4. Registro de isótopos estables
- 4.6.5. Composición mineralógica
- 4.6.6. Mapa de láminas de tipo doblete

4.7. ESTALAGMITA C10

- 4.7.1. Descripción
- 4.7.2. Edad y tasa de crecimiento
- 4.7.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento
- 4.7.4. Registro de isótopos estables

4.8. ESTALAGMITA C11

- 4.8.1. Descripción
- 4.8.2. Edad y tasa de crecimiento
- 4.8.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento
- 4.8.4. Registro de isótopos estables

4.9. ESTALAGMITA C12

- 4.9.1. Descripción
- 4.9.2. Edad y tasa de crecimiento
- 4.9.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento
- 4.9.4. Columna microestratigráfica

IV. ANÁLISIS GEOCRONOLÓGICO, GEOQUÍMICO Y MICROESTRATIGRÁFICO DE LOS ESPELEOTEMAS DE LA CUEVA DEL COBRE

En este capítulo se presentan los resultados de los análisis y estudios realizados sobre cada estalagmita junto con una valoración de cada uno de ellos.

Siguiendo las directrices descritas en el apartado 2.1, se recogieron diez estalagmitas en distintos niveles de una zona relativamente profunda de la Cueva del Cobre, a ~1200 m de distancia de la única entrada conocida de la cueva y a ~100 m bajo la superficie, que conserva espeleotemas en varios niveles relictos, algunos de los cuales presentan goteos activos.

El esquema de la figura 4.1 presenta la situación de las muestras utilizadas en este estudio. Todas salvo C10 proceden de niveles antiguos situados a diferentes alturas sobre el nivel freático actual.

La figura 4.2 recoge los datos básicos del muestreo.

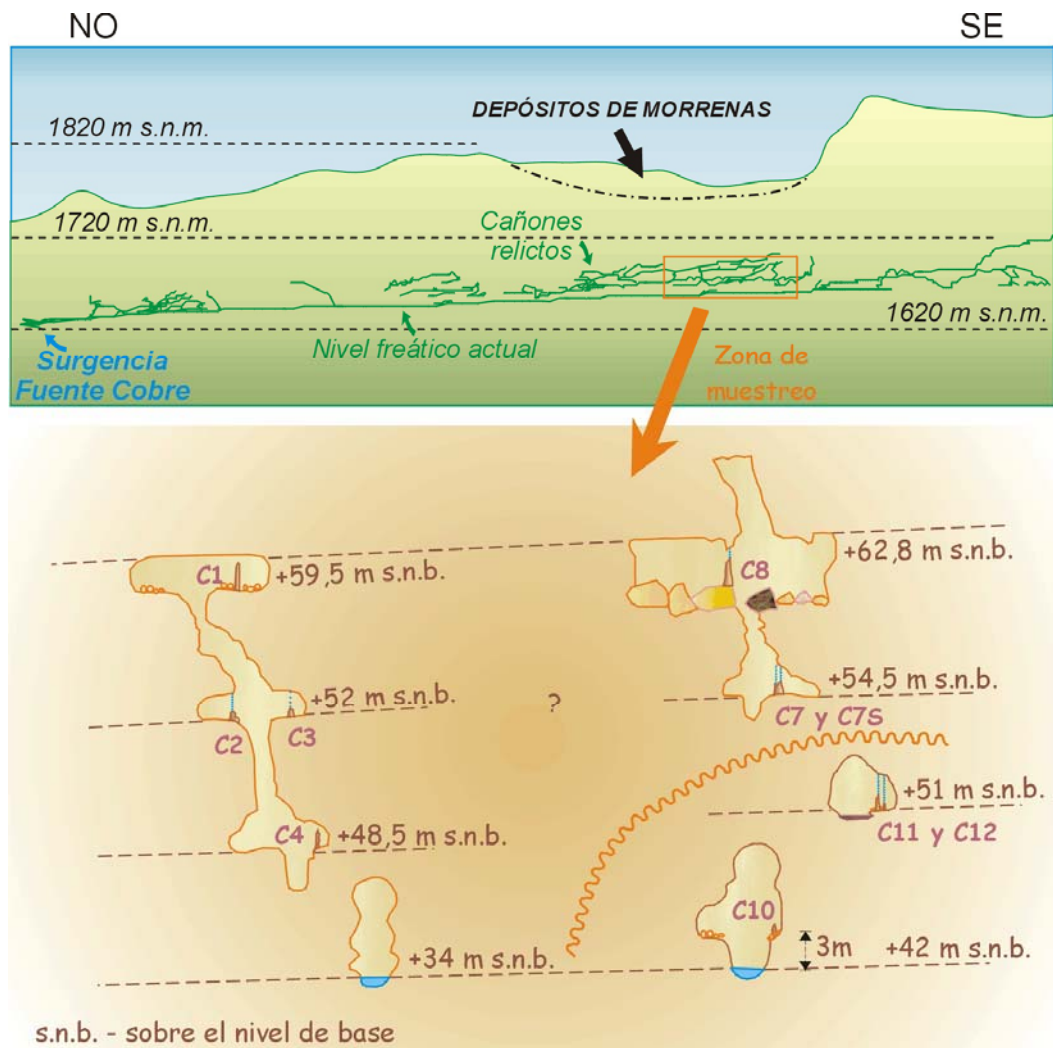


Figura 4.1. Esquema de la Cueva del Cobre según la dirección de las capas de caliza señalando la zona y estrategia de muestreo.

<i>Nombre de la muestra</i>	<i>Fecha del muestreo</i>	<i>Descripción</i>	<i>Altura sobre NF</i>	<i>Altura sobre NB</i>	<i>Goteo</i>
C1	27/01/2001	Gran estalagmita (aprox. 90x8 cm) junto a C5. Amarillenta transparente. Espática.	25,5 m	59,5 m	Aparentemente no, pero muchos macarrones
C2	27/01/2001	Pequeña estalagmita (aprox. 15x10 cm) junto a C3.	aprox. 18 m	aprox. 52 m	Sí, abundante
C3	27/01/2001	Pequeña estalagmita (aprox. 12x10 cm) junto a C2.	aprox. 18 m	aprox. 52 m	Sí, lento
C4	27/01/2001	Gran estalagmita (aprox. 60x8 cm) junto a C5. Blanquecina.	14,5 m	48,5 m	Aparentemente no
C7		Ápice mayor de estalagmita doble (aprox. 40x20 cm) de color rosado.	aprox. 18,5 m	54,5 m	Sí, aparentemente creciendo
C7S		Ápice menor de estalagmita doble (aprox. 40x20 cm) de color rosado.	aprox. 18,5 m	54,5 m	Sí, aparentemente creciendo
C8		Gran estalagmita (aprox. 71x20 cm) de tonos marrones.	26,8 m	62,8 m	Sí, aparentemente creciendo
C10		Pequeña estalagmita (aprox. 20x10 cm) blanca rota junto al río.	aprox. 2 m	42 m	No
C11	02/07/2002	Gran estalagmita (aprox. 30x10 cm) blanca. Junto a C11bis, pequeña blanquecina y C12.	aprox. 11 m	51 m	Sí, aparentemente creciendo
C12	02/07/2002	Pequeña estalagmita (aprox. 12x5 cm) de color grisáceo. Junto a C11.	aprox. 11 m	51 m	Sí, aparentemente creciendo

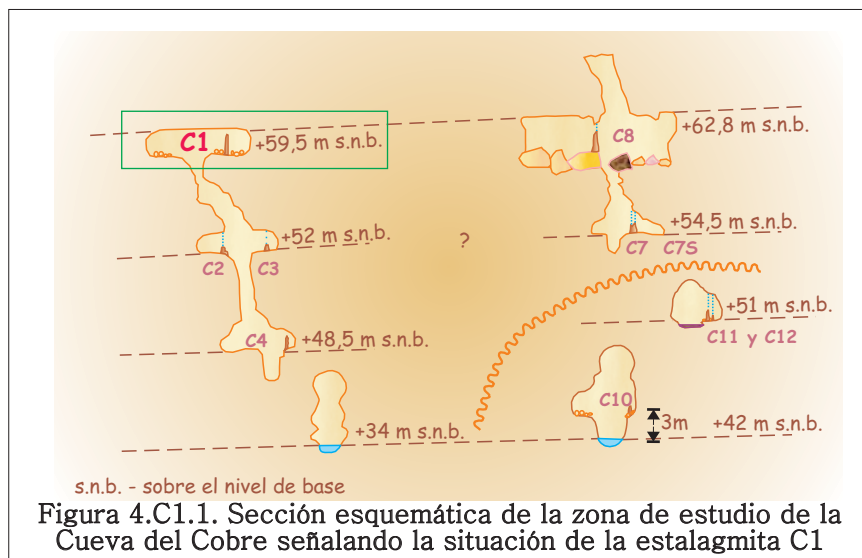
Figura 4.2. Datos del muestreo de espeleotemas en la Cueva del Cobre.

A continuación pasaré a describir cada estalagmita con más detalle junto con los resultados analíticos obtenidos a partir de cada una de ellas.

4.1. ESTALAGMITA C1

4.1.1. Descripción

Estalagmita cilíndrica de 73 cm de longitud y 7 de diámetro aproximadamente, recogida a 59,5 m sobre el nivel de base (figura 4.C1.1).



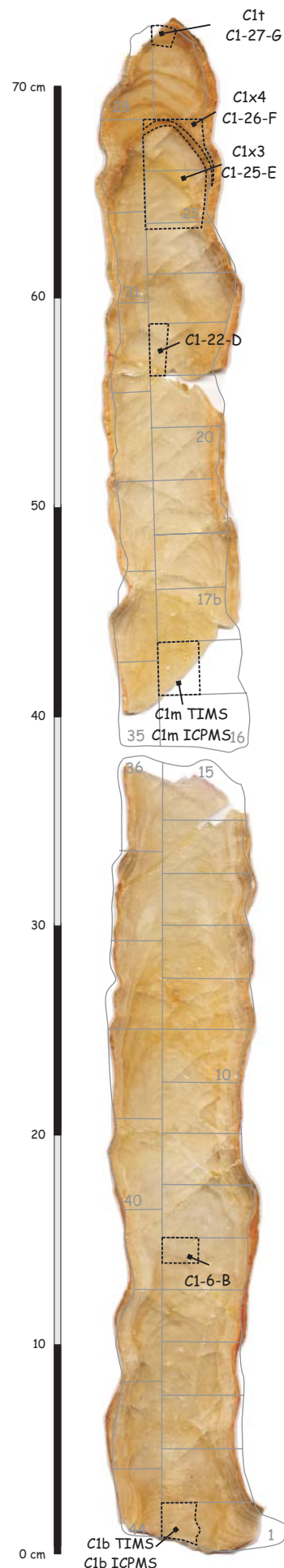
El diámetro permanece aproximadamente constante a lo largo de todo el crecimiento, pero en los 12-15 cm superiores el aspecto externo se vuelve algo más irregular (figura 4.C1.2). El ápice es convexo y presenta pequeños poros.

El interior de la estalagmita C1 es muy transparente y de color amarillento. Está formado por cristales milimétricos de calcita y es muy frágil. Debido a esta característica, el corte fue muy complicado y la parte central de la rodaja de referencia (cm 37-42 aprox.) se fracturó en pequeños cristales y se desprendió al entrar en contacto con la sierra. Por este motivo se consolidó la rodaja de referencia con una capa de resina que acentuó el color amarillo.

A nivel macroscópico, C1 parece haber crecido de manera continua durante los 67 cm inferiores. Desde ese punto hacia arriba se observan varias láminas de color oscuro que probablemente correspondan a interrupciones en el crecimiento.

De C1 se ha realizado:

- Estudio petrográfico de 36 láminas delgadas
- 7 dataciones por el método U-Th
- 25 análisis de isótopos estables para comprobar el equilibrio isotópico
- una serie de 232 análisis de isótopos estables de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento
- columna microestratigráfica
- análisis de la composición isotópica del agua del goteo de macarrones próximos



Muestra	mm desde la base	Téc. medición	Peso muestra (g)	U-ms (ppm)	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	Edad (años BP)	+/-
C1t	720	TIMS	4,7853	0,1849	170,3700	0,2302	1,4981	27825	2258
C1x4	657	TIMS	4,4360	0,2240	2093,0597	0,6571	1,5331	107138	6884
C1x3	623	TIMS	5,9858	0,1242	1575,9561	0,5907	1,4851	91349	1671
C1-22-D	538	TIMS	4,7678	0,1634	802,2700	0,5855	1,4735	90238	1251
C1m	382	TIMS	6,4759	0,1492	2954,5728	0,6393	1,4779	103120	1673
C1-6-B	108	TIMS	4,1355	0,1339	1302,9200	0,7543	1,4596	136598	3070
C1b	2	TIMS	5,6830	0,1293	863,3646	0,6446	1,4057	105227	1194

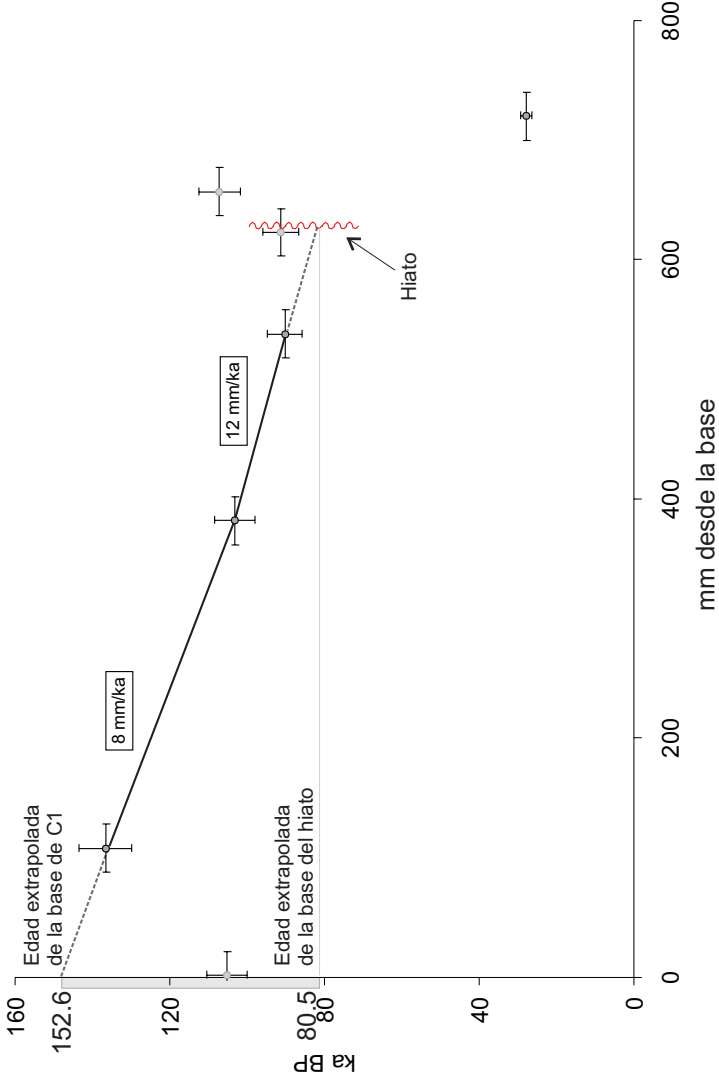


Figura 4.C1.3.- Resultados de las dataciones realizadas en la estalagmita C1. Correlación gráfica, cronología y tasas de crecimiento de C1 obtenidas mediante interpolación lineal.

4.1.2. Edad y tasa de crecimiento

La figura 4.C1.3 recoge los resultados de las siete dataciones realizadas en la estalagmita C1. El contenido total de uranio varía entre 0,13 y 0,22 ppm. Es una cantidad de uranio relativamente baja pero suficiente para obtener dataciones por el método de U-Th. Ninguno de los resultados de las dataciones muestra contaminación detrítica inicial ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} > 20$ en todos los casos) y la relación $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ está en todos los casos en torno a 1,5, el valor típico de las aguas meteóricas.

Todas las edades obtenidas varían entre 137 y 28 ka BP. Sin embargo, no todas están en orden estratigráfico. La edad obtenida para la base de la estalagmita (105 ka BP) es más moderna que la inmediatamente superior (137 ka BP) y es probablemente demasiado moderna para estar en concordancia con la siguiente (103 ka BP), ya que supondría el crecimiento de más de 40 cm de estalagmita en sólo 2000 años (posible pero no probable teniendo en cuenta otras tasas de crecimiento de esta misma estalagmita y de otras procedentes de la Cueva del Cobre). Las edades obtenidas para las muestras C1-22-D y C1x3 son virtualmente la misma (90,2 y 91,3 ka BP), ya que ambas coinciden dentro del margen de error pero están situadas a unos 9 cm en la vertical. De aquí en adelante, utilizaremos sólo la edad de C1-22-D que procede de una zona más alejada del hiato y en la que se conservaba una clara laminación.

La muestra situada inmediatamente por encima del hiato, C1x4, tampoco está en orden cronoestratigráfico (107 ka BP), pero en este caso sí que es posible achacar esta desviación a una contaminación de la muestra con uranio ya que el contenido en uranio total (0,22 ppm) es sensiblemente mayor que el obtenido por medio de activación neutrónica (0,15 ppm) y el obtenido en las demás muestras (entre 0,12 y 0,18 ppm) y su relación $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (1,53) también es algo mayor que la equivalente de las demás muestras de la misma estalagmita (entre 1,40 y 1,49). Estas desviaciones de esta muestra respecto a las otras podrían deberse a una contaminación natural o de laboratorio por adición de uranio.

En la gráfica inferior de la figura 4.C1.3 se pueden ver las edades obtenidas en C1 junto con su situación estratigráfica. La parte de la estalagmita situada por debajo del hiato se ha datado por inter y extrapolación de las tasas de crecimiento entre 153 y 80,5 ka BP. No ha sido posible datar el hiato.

La parte inferior de la estalagmita (~ 40 cm) creció a una tasa neta de ~ 8 mm/ka y los 25 cm superiores hasta llegar al hiato, más rápidamente, a unos ~ 12 mm/ka. A partir del hiato hay probablemente otras interrupciones de crecimiento de duración variable (bandas marrones en sección pulida) pero a intervalos se sigue depositando calcita hasta que el crecimiento de la estalagmita cesa por completo hacia 27 ka BP.

4.1.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento

La figura 4.C1.4 muestra las pruebas realizadas para deducir si C1 precipitó en equilibrio isotópico. En el gráfico superior se puede ver que las láminas de

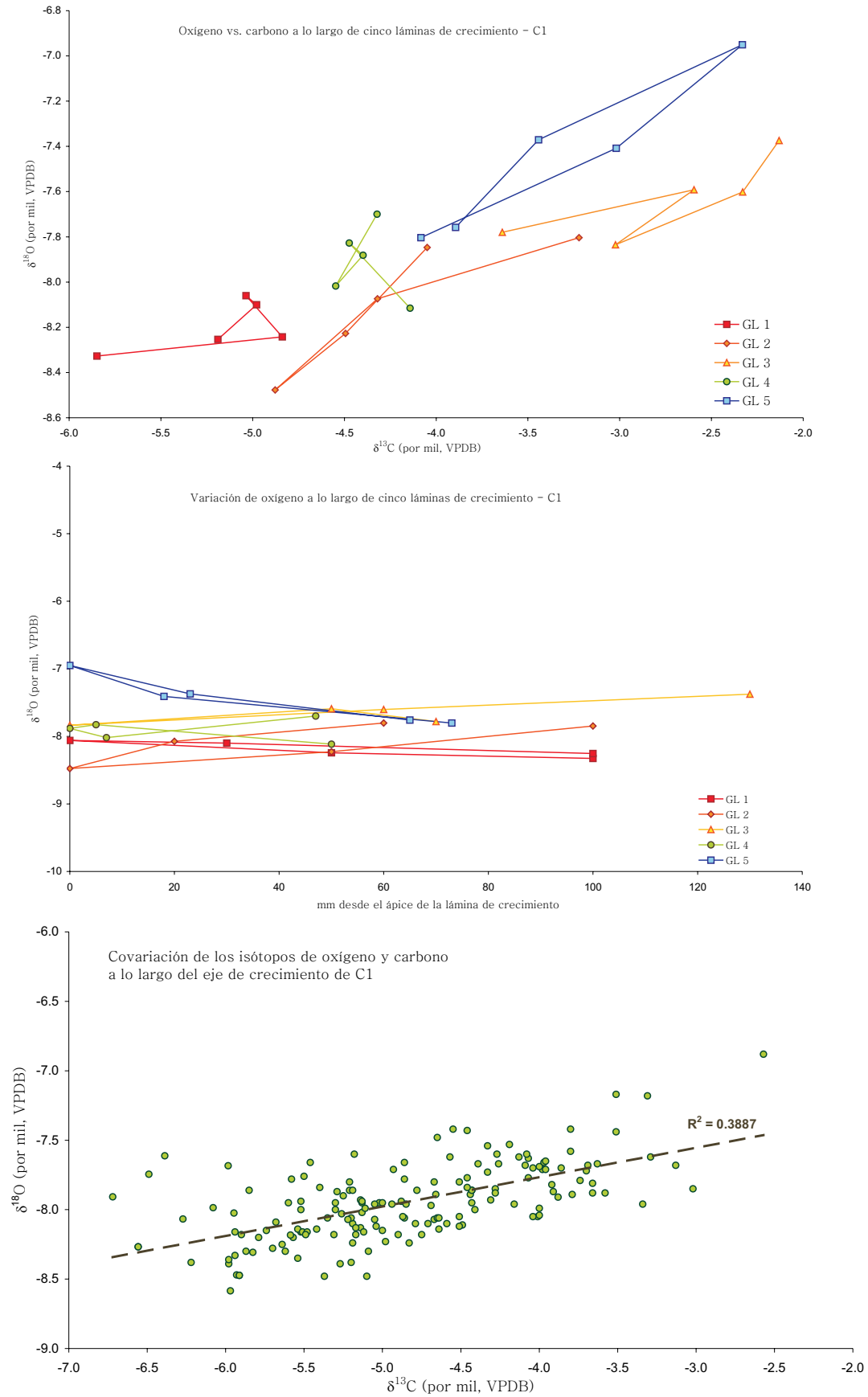


Figura 4.C1.4.- Resultados de las pruebas de equilibrio isotópico en C1. Las dos gráficas superiores corresponden a las pruebas de Hendy (1971) y el inferior al estudio de la covariación entre los isótopos de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento.

crecimiento 1, 3 y 4 (GL 1, 3 y 4) no muestran covariación entre los isótopos de oxígeno y carbono, mientras que el valor isotópico de oxígeno se mantiene muy constante a lo largo de cada una de ellas (gráfico central). En estos casos se cumplen totalmente las condiciones de equilibrio isotópico propuestas por Hendy (1971). Para las láminas de crecimiento 2 y 5 se observa una ligera covariación entre oxígeno y carbono. Curiosamente, en el caso de GL 2 la gráfica dibuja una “V” inclinada hacia la derecha y GL 5 la figura inversa. En los dos casos el vértice de la figura coincide con la muestra tomada en el eje de crecimiento (mm 0 desde el ápice de la lámina de crecimiento). Por eso pensamos que la covariación puede ser debida al muestreo de los laterales de la estalagmita con puntas de taladro gruesas que abarcan en cada caso un número diferente de años y que reflejan tendencias diferentes. Por ejemplo, en el caso de GL 2 los isótopos de oxígeno son más pesados en los laterales que en el eje de crecimiento y en GL 5 al revés, pero nunca son caóticos.

En la gráfica inferior no se observa una clara covariación entre los valores isotópicos de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento ($r^2=0,38$) indicativa de procesos evaporativos que afectarían a ambos por igual.

Por lo tanto, en el caso de C1, el equilibrio isotópico parece asegurado en el momento de precipitación de 3 de las 5 láminas de crecimiento muestreadas, y muy probablemente a lo largo de todo el crecimiento.

4.1.4. Registro de isótopos estables

Las muestras de isótopos estables se han tomado a lo largo del eje de crecimiento cada 2 mm en la zona inferior de la estalagmita y cada 4 mm a partir del mm 396. Debido a la distinta tasa de crecimiento de la estalagmita en cada punto, este muestreo aporta un dato isotópico cada ~250 años en la parte inferior y cada ~335 años en la superior.

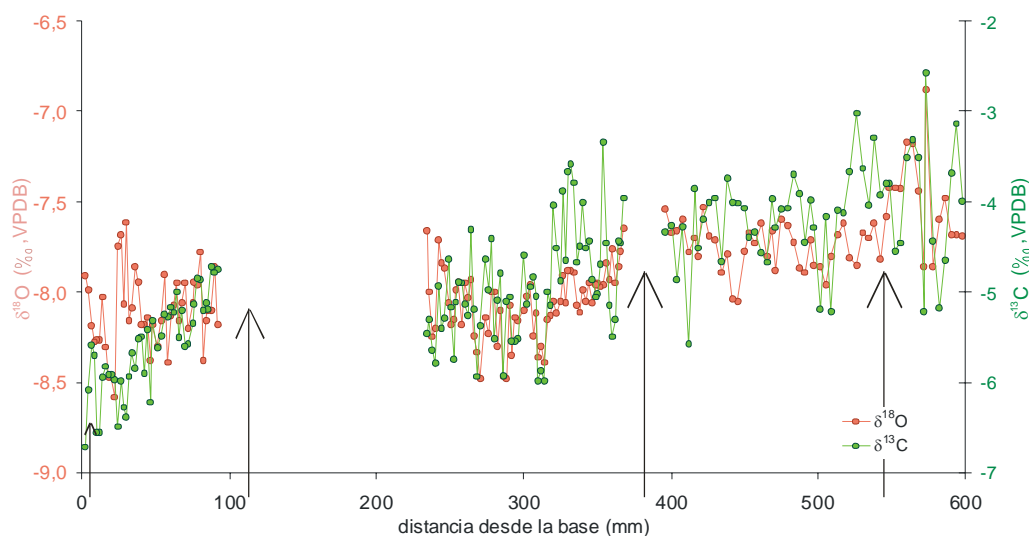


Figura 4.C1.5.- Registro de isótopos estables de oxígeno y carbono de la estalagmita C1 a lo largo del eje de crecimiento. La gráfica muestra los resultados isotópicos frente a la posición estratigráfica relativa de las muestras (milímetros desde la base). Las flechas marcan la situación de las dataciones de U-Th.

En la figura 4.C1.5 se muestran los resultados isotópicos a lo largo del eje de crecimiento. Al registro le falta continuidad en dos puntos. La porción de estalagmita situada entre los milímetros 368 y 382 se utilizó para obtener una edad (muestra C1m), por lo que no fue posible realizar análisis de isótopos estables de ella. La parte de registro comprendida entre los milímetros 96 y 234 corresponde a un grupo de resultados pendientes en el momento de la escritura de esta memoria.

La variabilidad de los isótopos de carbono ($\sim 4\%$) es mucho mayor que la del oxígeno ($\sim 1,6\%$). El registro de carbono presenta una tendencia positiva a lo largo de todo el crecimiento modulada por suaves ondulaciones de aspecto relativamente cíclico (un ciclo cada $\sim 8 - 10$ ka) y con el valor máximo en ~ 88 ka BP. El registro de oxígeno presenta tendencias más complejas.

4.1.5. Columna microestratigráfica

La columna microestratigráfica ha sido dividida en 9 tramos para su estudio:

Tramo 1. Corresponde a los 14 mm inferiores de la estalagmita, que se utilizaron para las dataciones previas y de los que no fue posible hacer lámina delgada.

Tramo 2. Corresponde a los mm 0-79. Se caracteriza por su estructura laminada consistente en “paquetes” de calcita con dobletes claro-oscuro cuyo espesor varía entre 30 y 110 μm que alternan con zonas transparentes carentes de laminación. Esta zona corresponde según la interpolación lineal entre las dataciones de U-Th a la calcita depositada entre aproximadamente 153 y 141 ka BP.

Tramo 3. Corresponde a la calcita limpia y transparente situada entre los mm 79 y 96. La calcita es compacta y sólo presenta algunas inclusiones alargadas formando láminas entre los mm 85 y 90. El tramo acaba con una superficie neta que presenta nucleación de nuevos cristales cerca de la zona axial de la estalagmita. El tramo 3 corresponde según el modelo cronológico al periodo comprendido entre ~ 141 y 138 ka BP.

Tramo 4. Se trata de un gran tramo de calcita transparente al microscopio, con pocas laminaciones y una relativa abundancia de poros milimétricos redondeados o triangulares situado entre los mm 96 y 214, que corresponde al periodo de tiempo comprendido entre ~ 138 -124 ka BP. Este tramo presenta dos láminas “nebulosas” de gran continuidad lateral entre los mm 180 y 182 (~ 128 ka BP).

Tramo 5. Corresponde a los mm 214-261. Está formado por calcita de aspecto y laminación variable pero relativamente transparente. El subtramo 5.1 (mm 214-225) consta de una breve alternancia de calcita oquerosa y transparente, siendo la transparente dominante hacia techo. Corresponde aproximadamente al periodo ~ 124 -122,5 ka BP. El subtramo 5.2 (mm 225-261) se caracteriza por la presencia de inclusiones alargadas y poros redondeados milimétricos.

Presenta en su parte inferior una fina laminación de tipo doblete claro-oscuro (de 60 - 75 μm de espesor) que se transforma en láminas de inclusiones alargadas hacia los laterales de la estalagmita, que son en general más transparentes. La parte superior está formada por una alternancia de calcita transparente con laminaciones de inclusiones alargadas, que se hacen más apretadas hacia techo. Las laminaciones desaparecen o se transforman en poros milimétricos en los laterales de la estalagmita. Corresponde a la calcita del periodo $\sim 122,5\text{--}118$ ka BP.

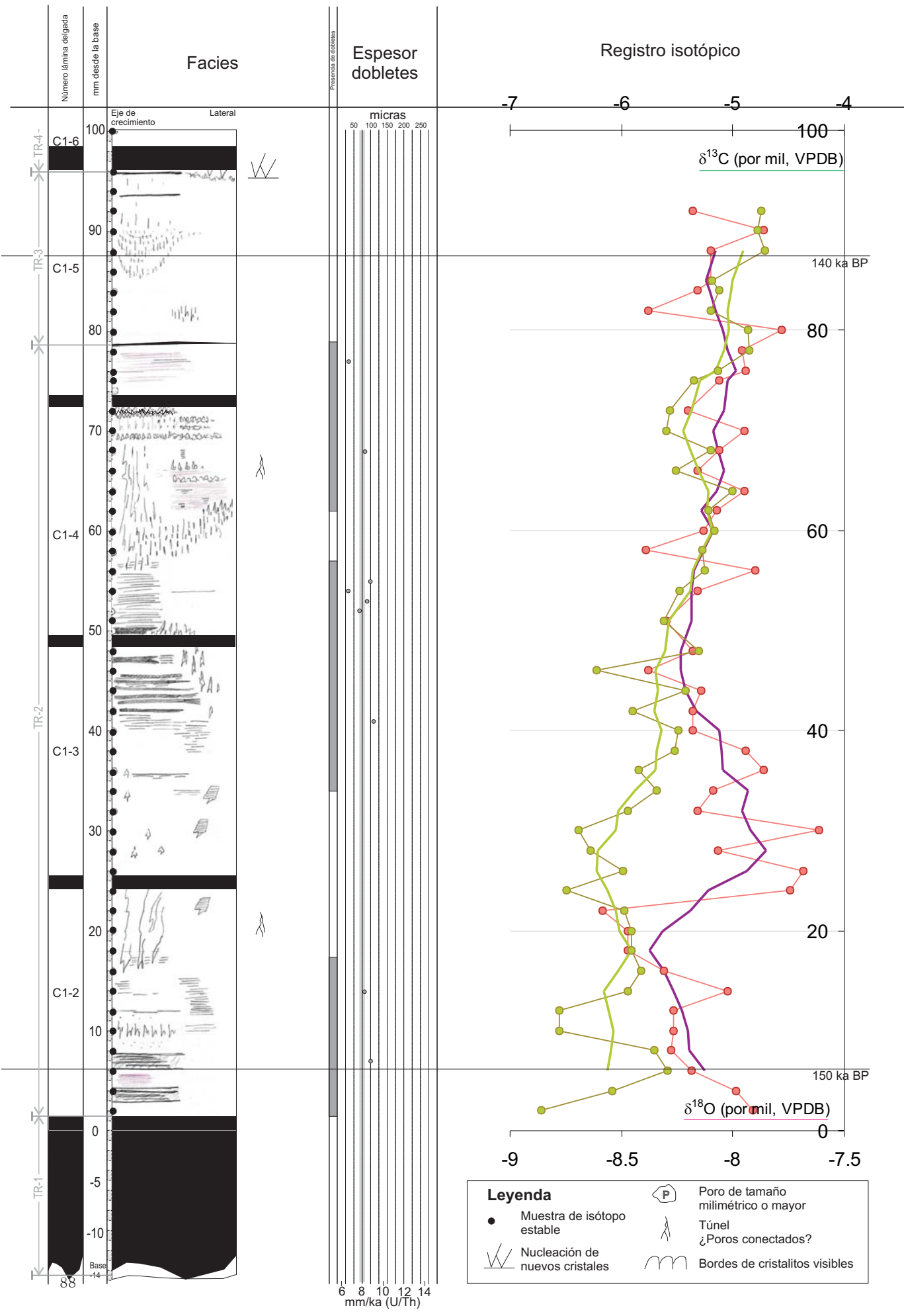
Tramo 6. Comprende la calcita situada entre los mm 261 y 290 y que se caracteriza por una fina laminación de aspecto muy cambiante que se transforma en todos los casos en calcita oquerosa en los laterales de la estalagmita. Los pocos dobletes claro-oscuro que aparecen en este intervalo tienen un espesor de ~ 200 μm . Este tramo de calcita cambiante corresponde al periodo $\sim 118\text{--}115$ ka BP.

Tramo 7. Corresponde a los mm 290 a 318 y está formado por calcita finamente laminada (125 - 260 μm) con láminas del tipo doblete claro-oscuro. Hacia la zona inferior del tramo las laminaciones se ven interrumpidas por poros redondeados y alargados milimétricos y son continuas a lo largo de toda la paleosuperficie de la estalagmita. En la parte inferior las laminaciones son más continuas en la zona axial y desaparecen en los laterales para dejar paso a posibles inclusiones alargadas interconectadas. El tramo corresponde al periodo $\sim 115\text{--}111$ ka BP y termina con una fina superficie oquerosa continua.

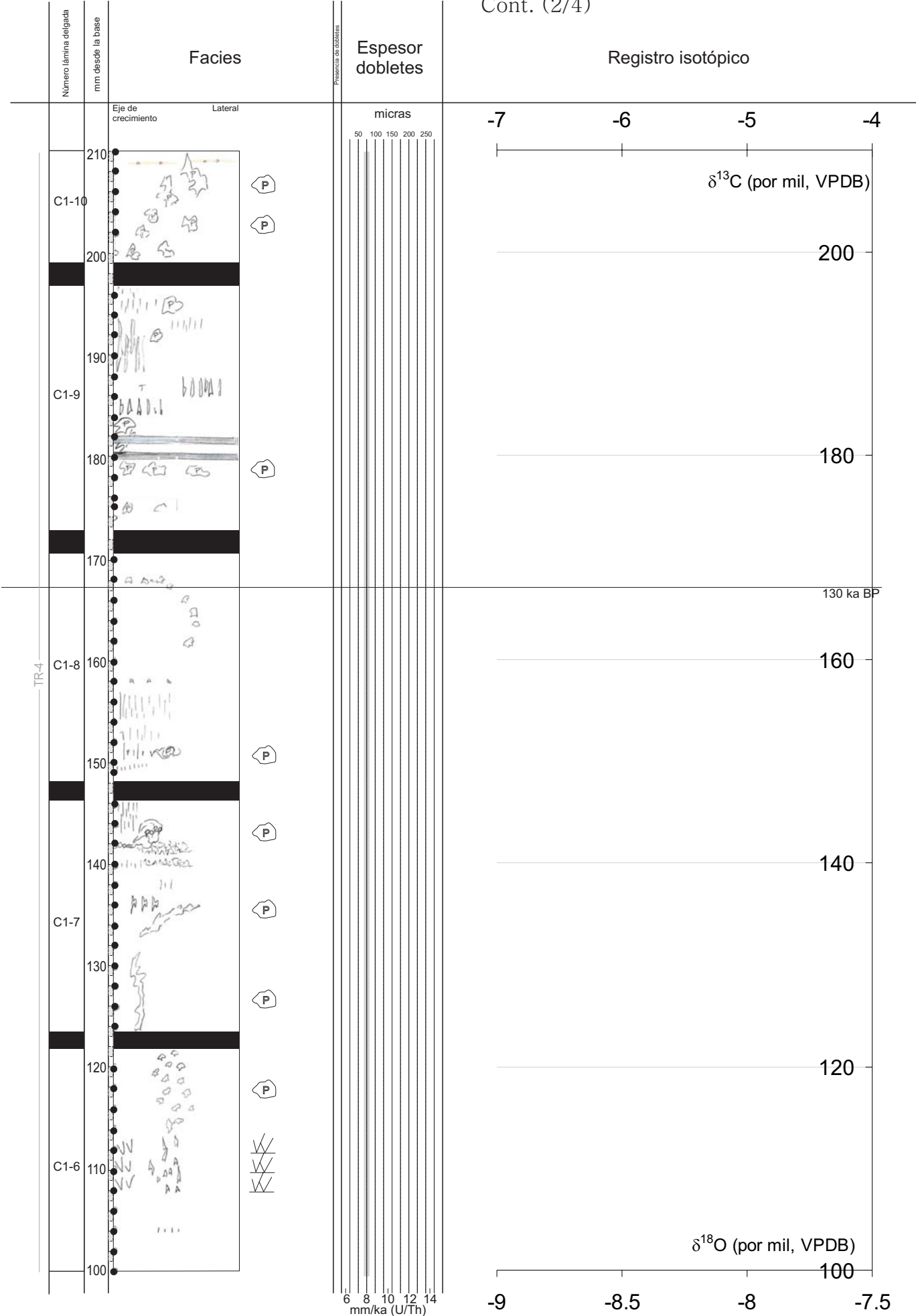
Tramo 8. Está formado por calcita transparente que engloba posibles restos de láminas discontinuas de inclusiones fluidas que son más abundantes hacia la base del tramo. Está situado entre los mm 318 y 348, que según nuestro modelo de edad corresponde al periodo $\sim 111\text{--}107$ ka BP.

Tramo 9. Está definido entre los mm 348 y 363 y corresponde al periodo 107-105,5 ka BP. Está formado por una alternancia de láminas de inclusiones alargadas u oquerosas y láminas marrones que sólo aparecen en la zona axial. La zona lateral se caracteriza por inclusiones alargadas y pequeños poros englobados en calcita transparente.

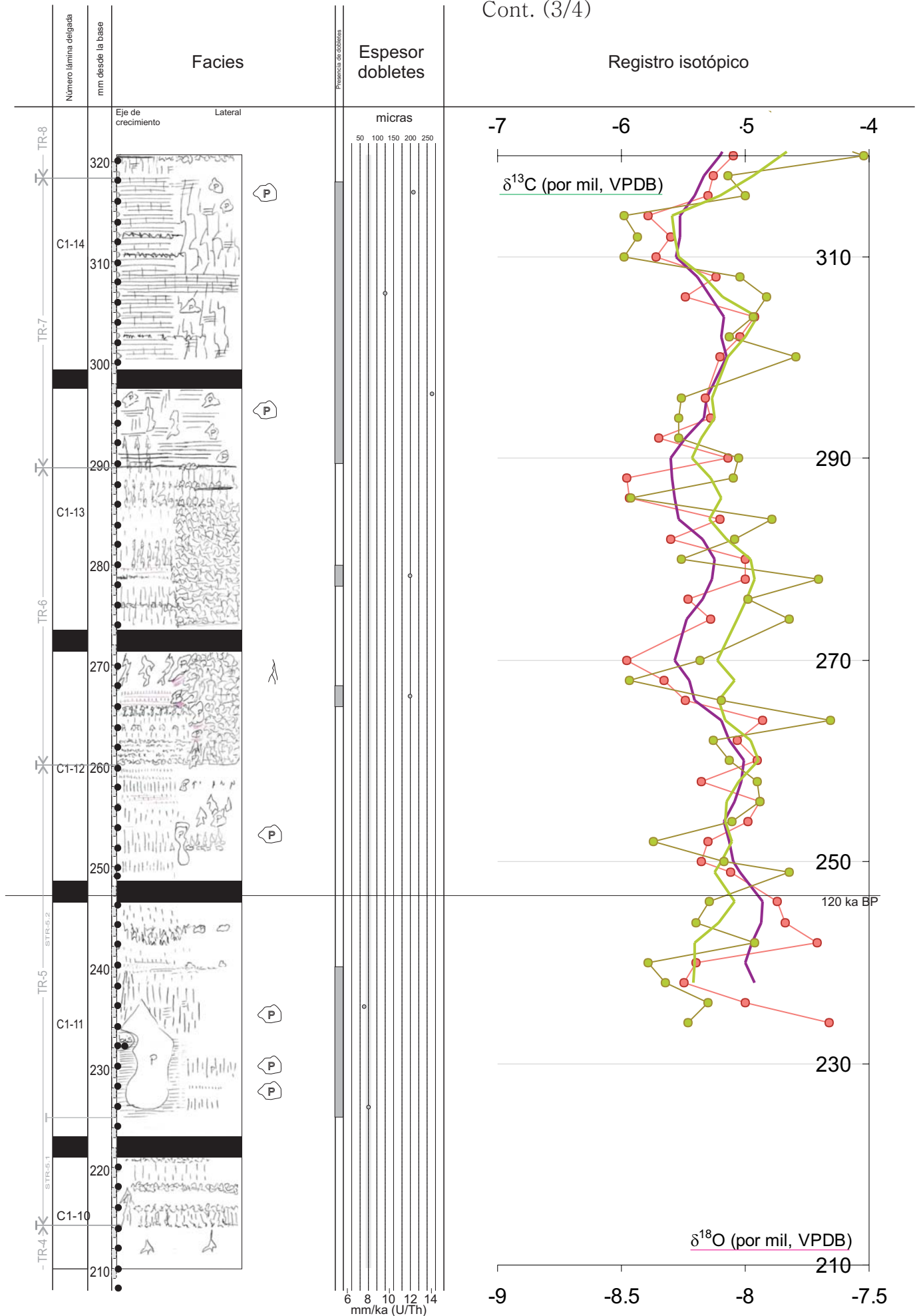
Columna microestratigráfica de C1



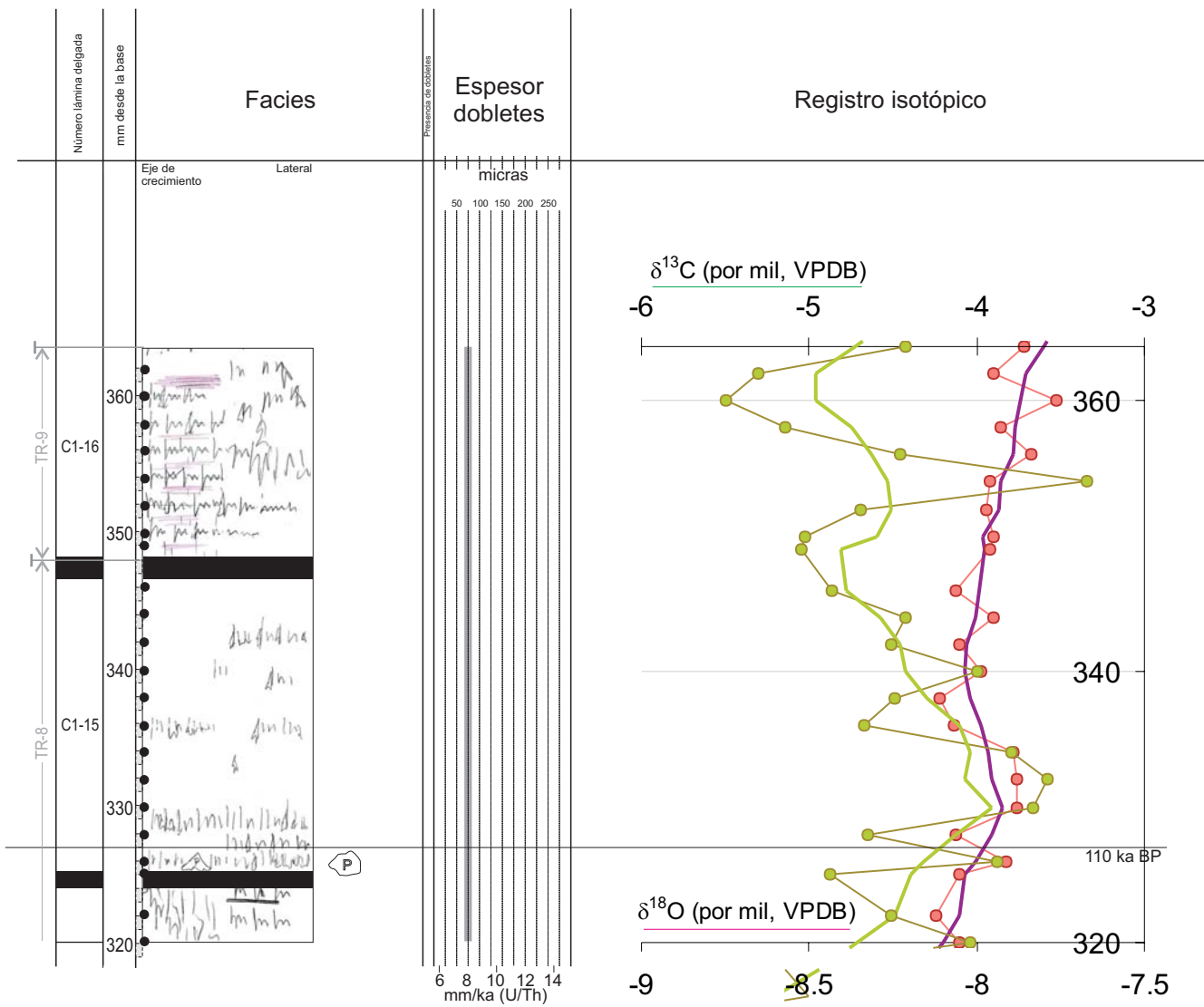
Columna microestratigráfica de C1
Cont. (2/4)



Columna microestratigráfica de C1
Cont. (3/4)



Columna microestratigráfica de C1
Cont. (4/4)



4.2. ESTALAGMITAS C2 Y C3

4.2.1. Descripción

C2 y C3 son dos estalagmitas gemelas. Fueron recogidas en la misma terraza de roca, a 52 m sobre el nivel de base (figura 4.C2-3.1), y su aspecto interior es bastante similar.

Ambas son estalagmitas cónicas (figura 4.C2-3.2) y fueron recogidas bajo goteos activos. C2 tiene 13 cm de longitud y mide 10 cm de diámetro en la base aproximadamente mientras que C3 es algo más pequeña (12 cm de longitud y 8 de diámetro en la base aproximadamente).

La superficie externa de ambas estalagmitas es lisa e irregular y los ápices convexos. El de C2 presenta pequeños poros.

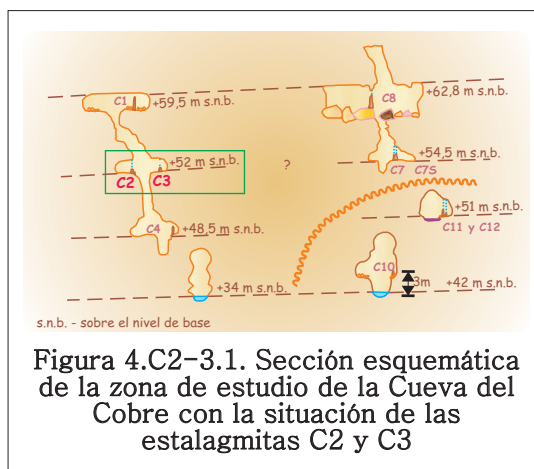


Figura 4.C2-3.1. Sección esquemática de la zona de estudio de la Cueva del Cobre con la situación de las estalagmitas C2 y C3

El interior de las estalagmitas C2 y C3 es oscuro con distintos tonos de marrón, translúcido por la parte central y opaco en las laterales donde se observan algunos poros milimétricos. Están formadas por cristales milimétricos o centimétricos de calcita y a simple vista se observan láminas de crecimiento en las que nuclean nuevos cristales y que probablemente correspondan a interrupciones en el crecimiento. El aspecto general es laminado a grandes rasgos, y caótico dentro de esas láminas. Las láminas superiores de C3 no muestran continuidad lateral.

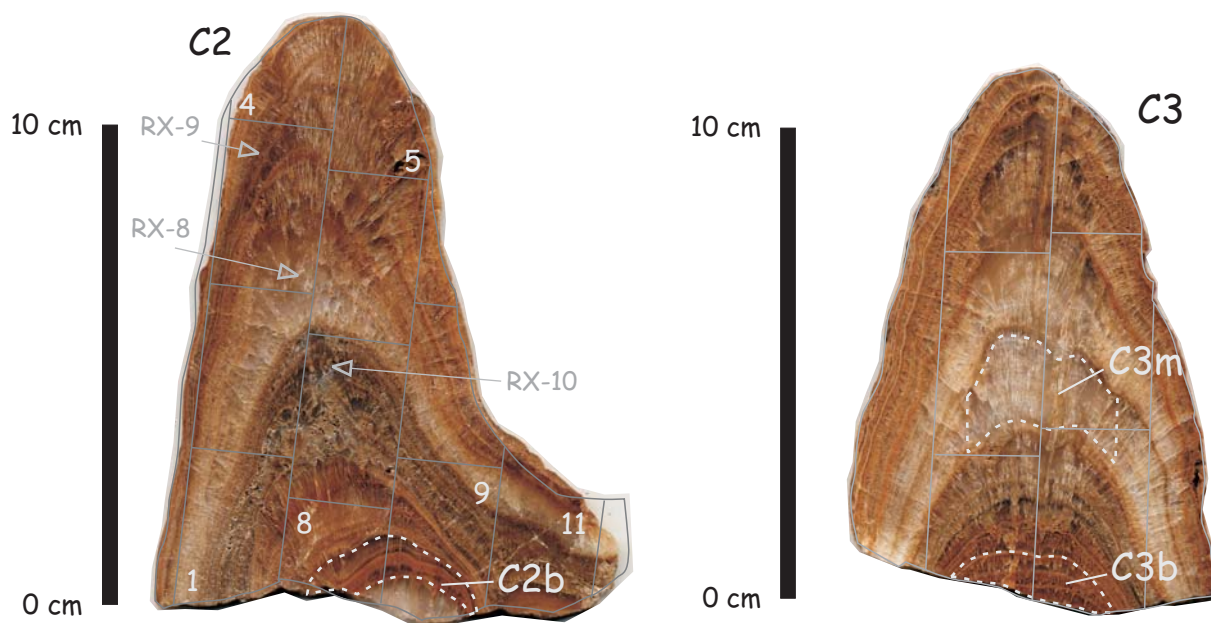


Figura 4.C2-3.2. Lonchas de referencia de las estalagmitas C2 y C3 y situación de las láminas delgadas, muestras de rayos-X y dataciones de U-Th realizadas en ellas.

De C2 se ha realizado:

- Estudio petrográfico de 11 láminas delgadas
- 3 análisis de la composición mineralógica por difracción de rayos-X (muestras RX)
- 1 datación por el método U-Th
- análisis de la composición isotópica del agua de goteo

De C3 se ha realizado:

- Estudio petrográfico de 6 láminas delgadas
- 2 dataciones por el método U-Th

4.2.2. Edad de C2 y C3

En la figura 4.C2-3.3 se pueden ver los resultados de las dataciones realizadas en las estalagmitas C2 y C3. El contenido de uranio total de estas estalagmitas (0,09-0,11 ppm) es bastante bajo pero suficiente para obtener dataciones por el método de U-Th. Las bases de ambas (C2b y C3b) muestran indicios de contaminación detrítica ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}=6$) que requiere de una corrección para sustraer el efecto del torio inicial. La relación $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ está en todos los casos entre 1 y 1,5, el valor típico de las aguas meteóricas. El porcentaje de recuperación de la muestra C3b es bastante bueno, perfectamente fiable (58 para uranio y 46% para torio).

Muestra	mm desde la base	Téc. medición	Peso muestra (g)	U-ms (ppm)	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	Edad (años BP)	+/-	Porcentaje de recuperación
C2b	6	TIMS	4,98	0,0874	6,7853	0,6903	1,1423	105768	6407	
C3m	73	TIMS	4,72	0,1129	49,3108	0,4078	1,2774	54462	1362	
C3b	8	ALFA	12,30	0,1179	6,6014	1,2247	1,2131	X	X	U-58%,Th-46%

Figura 4.C2-3.3. Resultados de las dataciones realizadas en las estalagmitas C2 y C3.

En el caso de C3b los cálculos empleados para sustraer la contaminación por torio inicial llevan a obtener una relación de $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}>1$ (1,22) que queda fuera del rango de datación (ver figura 1.7 en el capítulo 1) lo que hace pensar que estas correcciones constituyen una aproximación al valor real, insuficiente para algunas muestras con tanta contaminación detrítica como C3.

La edad de la base de C2 es 106 ka BP, correspondiente al MIS 5, mientras que la edad central de C3 es 54 ka BP (MIS 3) lo que, de ser cierta nuestra correlación tentativa, daría tasas de crecimiento netas muy lentas para estas estalagmitas que podrían ser debidas a la presencia de numeroso hiatos de duración variable.

4.2.3. Composición mineralógica de C2

El aspecto oscuro y caótico de estas dos estalagmitas es muy llamativo. Existen láminas oscuras que al microscopio petrográfico parecen formadas en parte por minerales de la arcilla. Sin embargo, hay zonas continuas de las estalagmitas que no están bandeadas *de visu* y que presentan una tonalidad oscura, sin distinguirse claramente centros de color. Para comprobar si el color oscuro se debía a partículas de arcilla atrapadas en la calcita de manera dispersa se realizaron tres análisis de la mineralogía por difracción de rayos X sobre muestras claras y oscuras. Todas resultaron ser calcita pura sin rastro de contaminación hasta donde alcanza el límite de detección de esta técnica (~5%).

4.3. ESTALAGMITA C4

4.3.1. Descripción

Estalagmita cilíndrica de 52 cm de longitud y 7 de diámetro aproximadamente, recogida a 48,5 m sobre el nivel de base (figura 4.C4.1).

El diámetro de la estalagmita disminuye progresivamente hacia techo (figura 4.C4.2). La superficie externa es irregular, de color grisáceo, y el ápice es convexo.

El interior de la estalagmita C4 es blanquecino, de aspecto lechoso y translúcido.

A nivel macroscópico, C4 parece haber crecido en al menos tres episodios diferenciados separados por dos superficies de interrupción y nucleación situados a 26 (Hiato I) y 42 cm desde la base respectivamente.

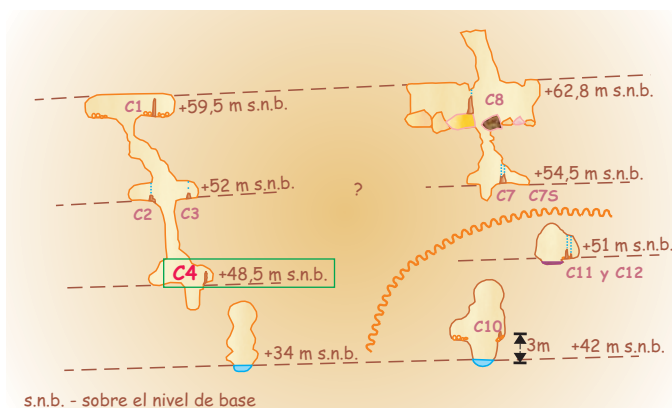


Figura 4.C4.1. Sección esquemática de la zona de estudio de la Cueva del Cobre señalando la situación de la estalagmita C4

En C4 se ha realizado:

- estudio petrográfico de 32 láminas delgadas
- 9 dataciones por el método U-Th
- 13 análisis de isótopos estables para comprobar el equilibrio isotópico
- una serie de 143 análisis de isótopos estables de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento
- una columna microestratigráfica
- un “mapa” de cristales.

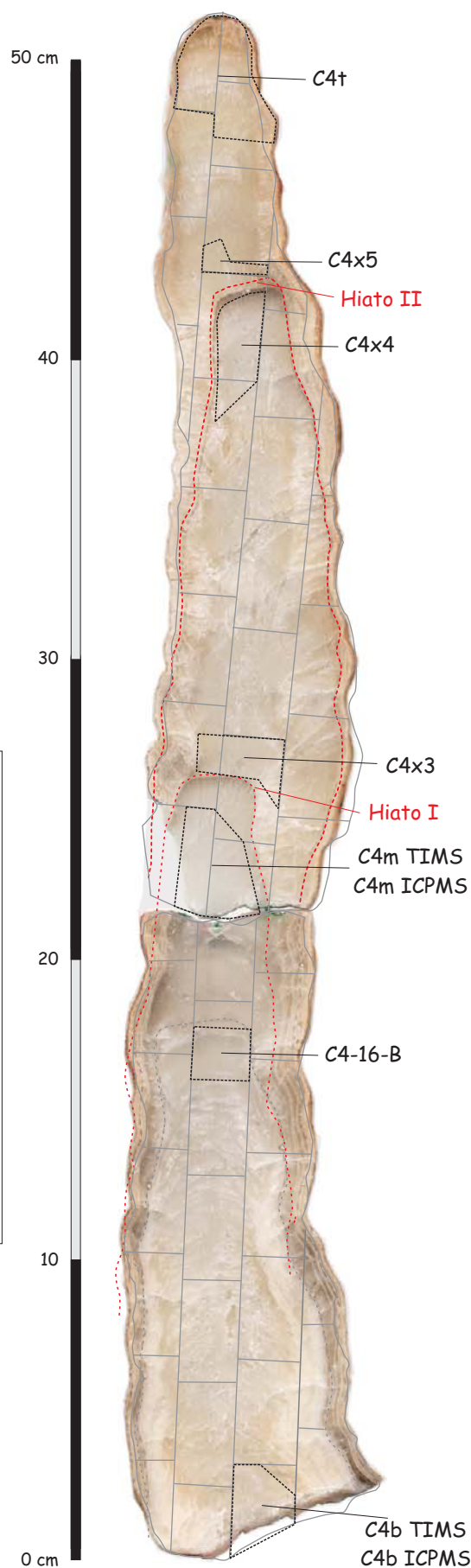


Figura 4.C4.2. Loncha de referencia de C4 y situación de las láminas delgadas y las dataciones de U-Th

Muestra	mm desde la base	Téc. medición	Peso muestra (g)	U-ms (ppm)	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	Edad (años BP)	+/-
C4t	486	TIMS	4,36	0,75	2707,9096	0,3045	1,1658	39136	472
C4x5	421	TIMS	4,61	0,47	1213,3600	0,3784	1,0793	51376	1018
C4x4	405	TIMS	4,93	X	X	X	X	X	X
C4x3	262	TIMS	4,98	X	X	X	X	X	X
C4m ICP	240	ICPMS	2,94	0,42	7484,0800	0,6511	0,9990	114534	386
C4m TIMS	240	TIMS	5,83	0,47	5297,2197	0,6476	1,0187	112910	1316
C4-16-B	176	TIMS	6,04	0,56	7336,4800	0,6783	1,0050	123156	18027
C4b ICP	10	ICPMS	3,07	0,73	3464,3150	0,5904	0,9793	97500	263
C4b TIMS	10	TIMS	5,22	0,73	2082,6400	0,6036	0,9882	100881	1913

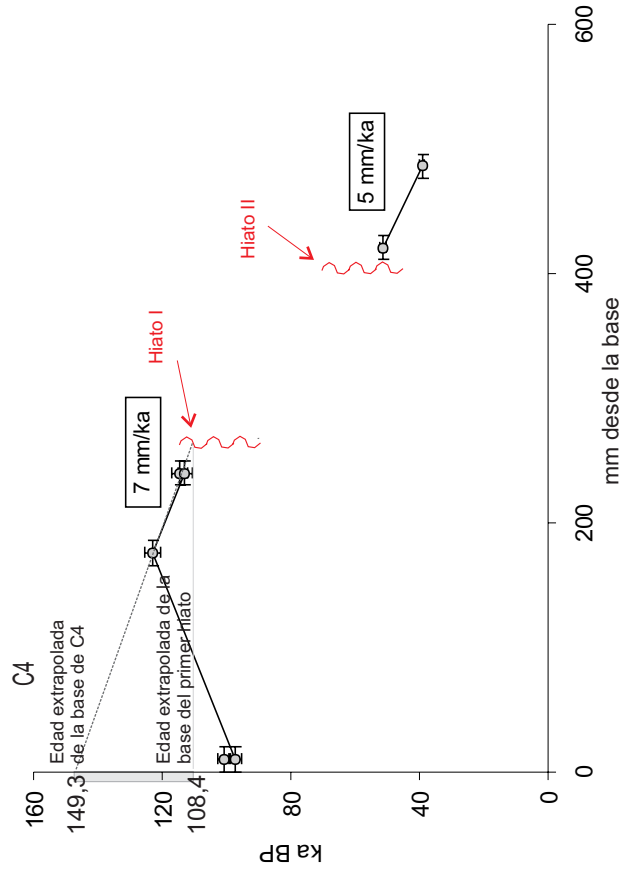


Figura 4.C4.3.- Resultados de las dataciones realizadas en la estalagmita C4. Correlación gráfica, cronología y tasas de crecimiento de C4 obtenidas mediante interpolación lineal

4.3.2. Edad y tasa de crecimiento

En la tabla de la figura 4.C4.3 se muestran los resultados de las dataciones realizadas en la estalagmita C4. Ninguna muestra contiene contaminación por torio inicial ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} > 20$) y la relación $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ está en todos los casos en torno a 1 – 1,5, el valor típico de las aguas meteóricas.

La base y la mitad de la estalagmita se han datado por duplicado, utilizando en cada caso TIMS e ICPMS. Para ello machacamos una muestra de unos 8–9g y la dividimos en dos submuestras homogéneas para prepararlas por separado en el laboratorio.

Las dos muestras de la parte central de la estalagmita (C4m TIMS y C4m ICP) coinciden en la edad calculada dentro de los márgenes de error ($114,5 \pm 0,4$ y $112,9 \pm 1,3$ ka BP). C4b TIMS y C4b ICP no son totalmente coincidentes aunque sus rangos de error quedan cercanos ($97,5 \pm 0,3$ y $100,9 \pm 1,9$ ka BP).

Las edades obtenidas varían entre 123 y 39 ka BP. Sin embargo, no todas están en orden cronoestratigráfico. Las edades obtenidas para la base (100 y 97,5 ka BP) son más modernas que las superiores (123 ka BP, 113 y 114,5 ka BP). Aparte de su situación fuera de orden estratigráfico normal, hay varios motivos para desconfiar de las edades obtenidas para la base de C4. El primero es su alto contenido en uranio total, 0,73 ppm frente al valor 0,5–0,56 ppm obtenido para las demás muestras. El segundo es su relación $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, más baja que en las demás muestras. Estos motivos llevan a pensar que esta muestra esté contaminada con uranio. El hecho de que las dos edades sean prácticamente coincidentes apoya la hipótesis de que esta contaminación es natural y no de laboratorio, y que existe probablemente un relleno posterior en la base de la estalagmita, más moderno que la calcita que lo rodea.

Respecto a la edad duplicada C4m, utilizaremos el valor medio de los dos resultados.

Ha sido imposible datar los dos hiatos presentes en esta estalagmita ya que las dataciones centrales, C4x3 y C4x4, se perdieron durante la medida en el espectrómetro. Por encima del Hiato II se han obtenido otras dos edades, 51 y 39 ka BP, a partir de las que se puede calcular una tasa de crecimiento neta.

En la gráfica inferior de la figura 4.C4.3 se pueden ver las edades obtenidas en C4 junto con su situación estratigráfica. La parte de la estalagmita situada por debajo del primer hiato se ha datado por extrapolación de la tasa de crecimiento entre 149 y 108 ka BP. Por encima, separados del tramo anterior por el Hiato I, hay varios centímetros de estalagmita sin datar seguidos del Hiato II y otros 10 cm de calcita precipitados durante el intervalo comprendido entre 52 y 33 ka BP.

La parte inferior de la estalagmita (~ 27cm) creció a una tasa neta de ~ 7 mm/ka y los 10 cm superiores por encima del segundo hiato, más lentamente, a unos ~ 5 mm/ka.

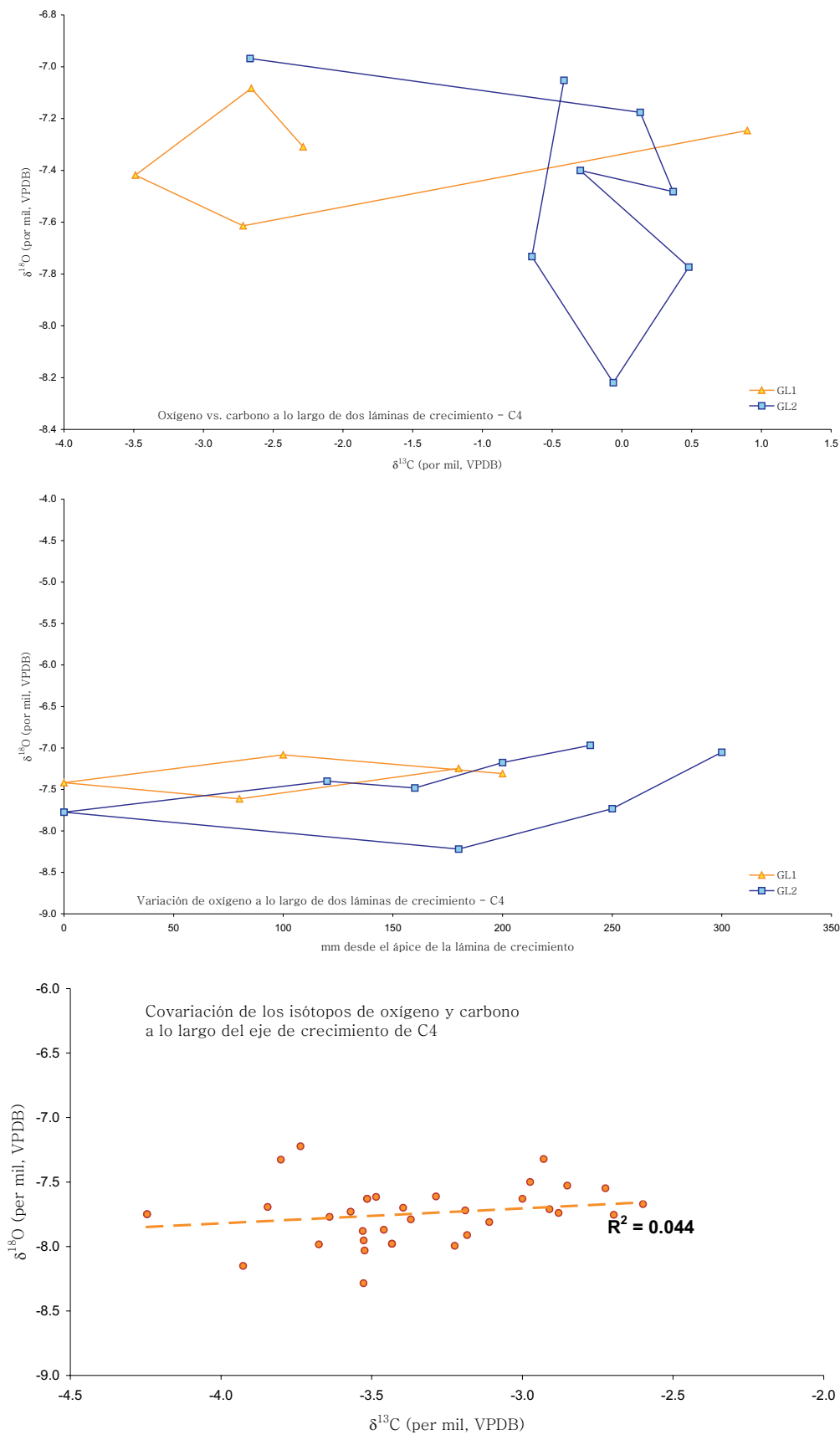


Figura 4.C4.4.- Resultados de las pruebas de equilibrio isotópico en C4. Las dos gráficas superiores corresponden a las pruebas de Hendy (1971) y el inferior al estudio de la covariación entre los isótopos de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento.

4.3.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento

La figura 4.C4.4 muestra las pruebas realizadas para deducir si C4 precipitó en equilibrio isotópico. En el gráfico superior se puede ver que en las dos láminas de crecimiento muestreadas no se observa covariación entre los isótopos de oxígeno y carbono, mientras que el valor isotópico de oxígeno se mantiene relativamente constante a lo largo de cada una de ellas (gráfico central). En estos casos se cumplen las condiciones de equilibrio isotópico propuestas por Hendy (1971).

En la gráfica inferior no se observa covariación entre los valores isotópicos de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento ($r^2=0,044$) lo que permite descartar la existencia de procesos evaporativos durante la precipitación.

Por lo tanto, en el caso de C4, el equilibrio isotópico parece asegurado durante la precipitación de calcita.

4.3.4. Registro de isótopos estables

Las muestras para isótopos estables se han tomado cada 2 mm a lo largo del eje de crecimiento. Según la tasa de crecimiento obtenida para la parte inferior de la estalagmita, este muestreo aporta un dato isotópico cada ~ 170 años. La edad de cada uno de estos puntos se ha interpolado linealmente entre las dataciones obtenidas según el apartado anterior.

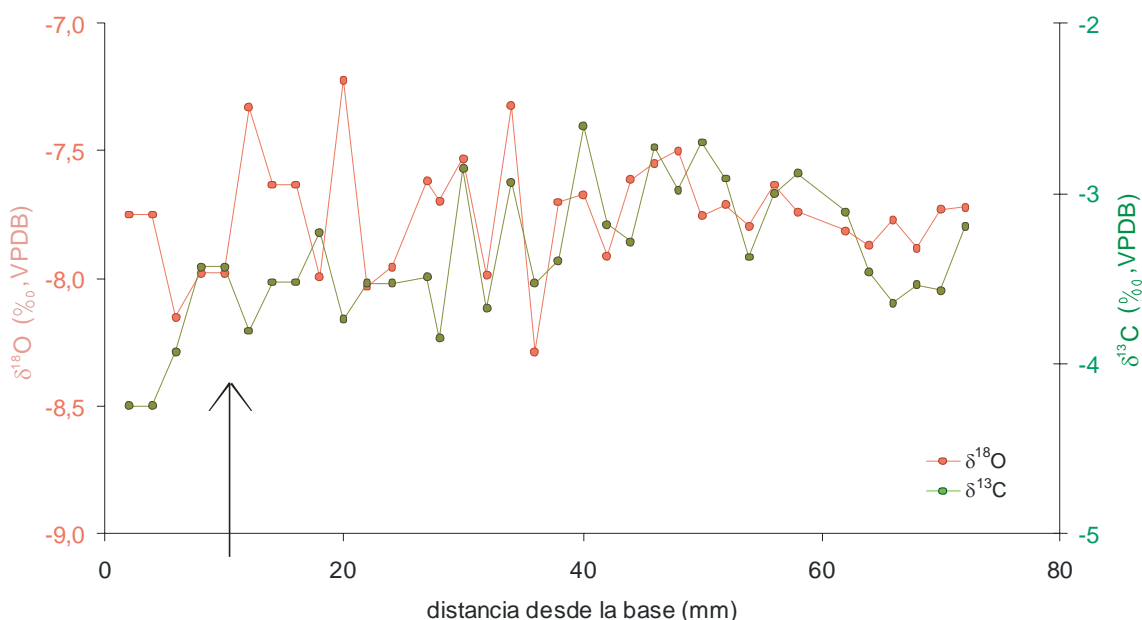


Figura 4.C4.5.- Registro de isótopos estables de oxígeno y carbono de la estalagmita C4 a lo largo de los primeros centímetros del eje de crecimiento. La gráfica muestra los resultados isotópicos frente a la posición estratigráfica relativa de las muestras (milímetros des la base). Las flechas marcan la situación de las dataciones de U-Th.

En la figura 4.C4.5 se muestran los resultados isotópicos obtenidos a lo largo del eje de crecimiento. La variabilidad de los isótopos de carbono ($\sim 2\%$) es mayor que la de los isótopos de oxígeno ($\sim 1\%$), que en este caso presentan un rango bastante amplio. El registro de carbono presenta una tendencia positiva desde el inicio hasta el máximo de la curva, situado hacia el milímetro 40, seguido de una pendiente negativa. El registro isotópico de oxígeno presenta tendencias más complejas.

4.3.5. Descripción de la textura cristalina de C4

C4 está formada por un conjunto de cristales elongados (según la definición de Frisia *et al.* 2000) de bordes aserrados, paralelos entre sí y perpendiculares a la superficie de crecimiento (figura 4.C4.6). En la zona axial la orientación de estos cristales es prácticamente vertical. Los 10 cm inferiores y la zona situada entre los dos hiatos presentan poros macroscópicos. En la parte lateral de la estalagmita nuclean nuevos cristales que forman empalizadas o zonas puntuales de mosaico. La lámina de crecimiento denominada Hiato I es una lámina de gran continuidad lateral sobre la que nuclean nuevos cristales en la zona axial de la estalagmita. La lámina denominada Hiato II corresponde a una lámina de características similares en la que además se pueden apreciar posibles signos de incipiente disolución. Por encima de ella cambia la orientación de la orientación de los cristales y del eje de crecimiento y forman un ángulo de unos 8° con la orientación anterior.

4.3.6. Columna microestratigráfica

Se ha realizado la columna estratigráfica de C4 hasta el Hiato I (cm 27). Esta porción de estalagmita se ha dividido para su estudio en 6 tramos:

Tramo 1. Calcita transparente y sin inclusiones que se torna oquerosa hacia los laterales. Abarca los mm 0 a 25 que corresponden según el modelo de edad al periodo comprendido entre ~ 149 – 146 ka BP.

Tramo 2. Extenso tramo entre los mm 25 y 120 caracterizado por laminación del tipo doblete claro-oscuro atravesada por poros triangulares milimétricos interconectados. La laminación se vuelve más discontinua hacia techo. El tramo termina con una superficie oquerosa que presenta una gran continuidad lateral. El espesor de los dobletes varía en general entre 40 y $100\ \mu\text{m}$ (sólo en el mm 93 algún doblete alcanza $300\ \mu\text{m}$) salvo una banda oscura situada en los mm 80–82 formada por dobletes muy apretados. Este tramo corresponde a la calcita precipitada entre ~ 146 y 131 ka BP y la banda oscura se sitúa en torno a ~ 139 ka BP.

Tramo 3. Este tramo presenta una porosidad triangular de tamaño milimétrico interconectada, muy similar a la del tramo anterior, pero sin dobletes ni ningún otro tipo de laminación. El techo del tramo se sitúa en la desaparición de los poros, (mm 210). La edad de este tramo corresponde a ~ 131 – 118 ka BP. La parte central de este tramo se ha estudiado utilizando una lámina delgada de menor espesor ($\sim 150\ \mu\text{m}$) que las otras por lo que se observan menos características que en las demás partes de la estalagmita.

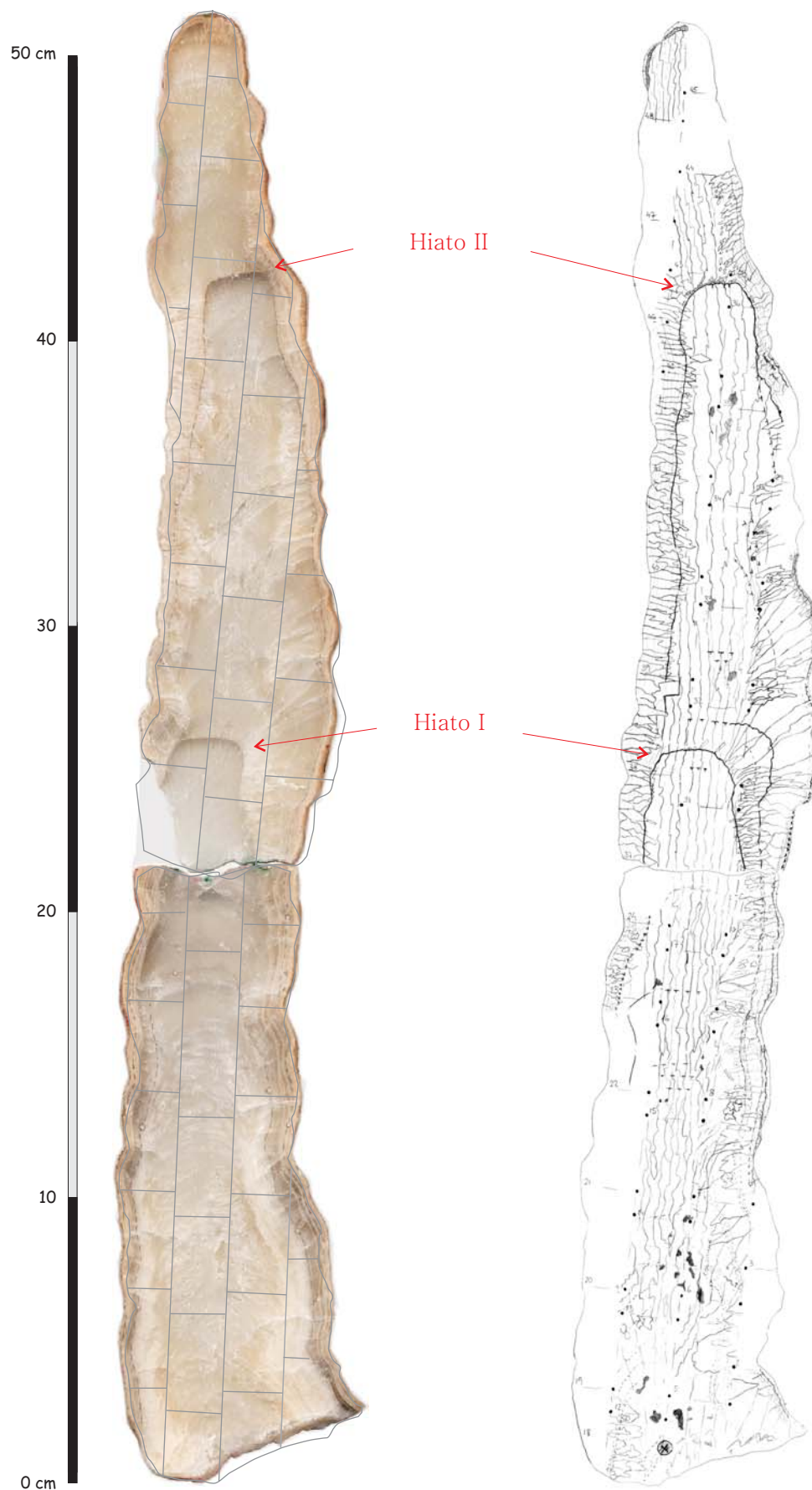


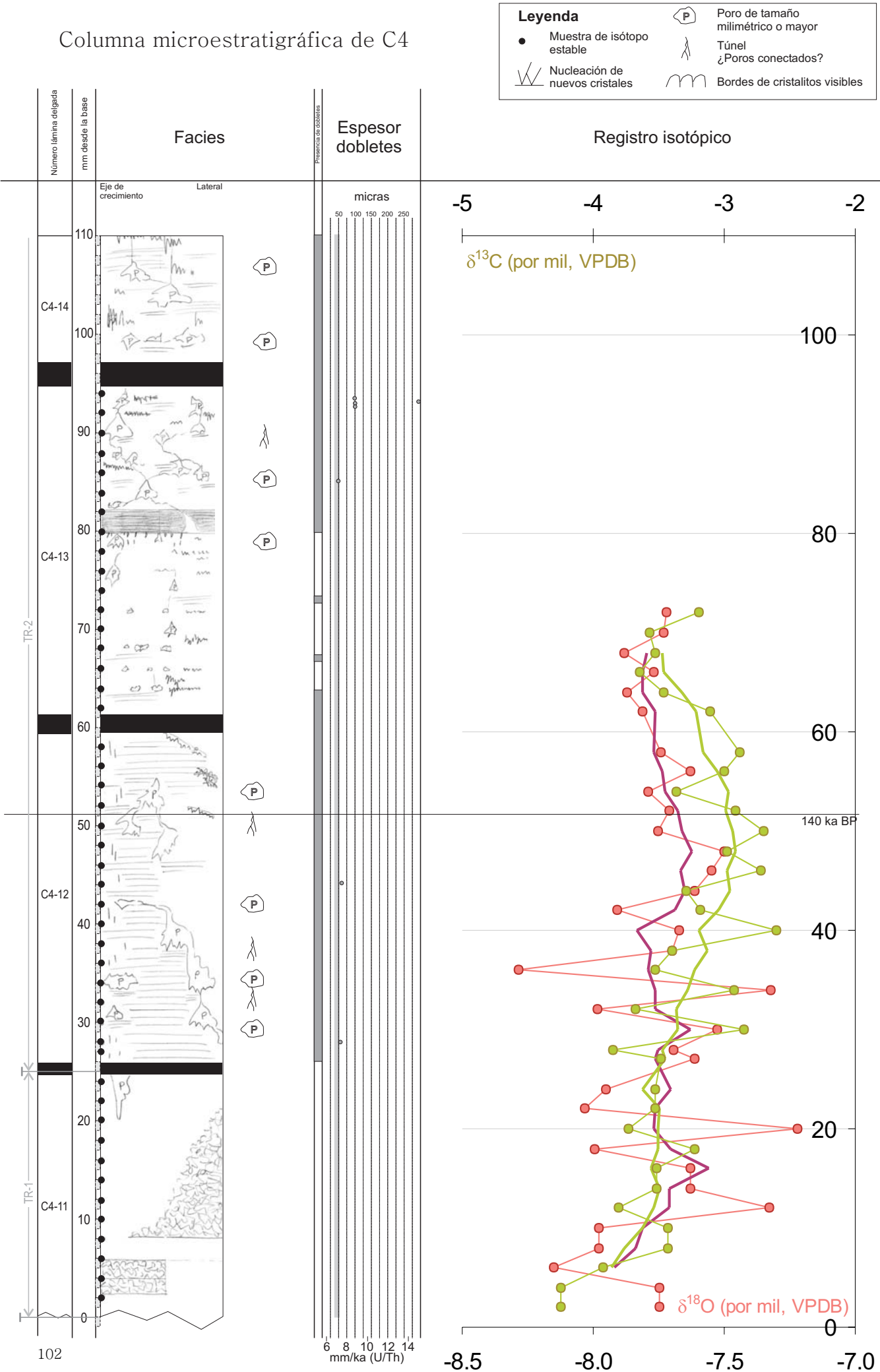
Figura 4.C4.6.- Mapa de cristales de C4. La fotografía de la izquierda corresponde a la rodaja de referencia. Sobre ella se ha superpuesto la situación de los tacos. El dibujo de la derecha se ha realizado a partir de las láminas delgadas obtenidas de esos tacos.

Tramo 4. Corresponde a un pequeño tramo laminado de aspecto variable. Está situado entre los mm 210 y 220 y presenta laminación de dobletes muy apretados o marcada por poros triangulares o inclusiones alargadas. Corresponde al periodo comprendido entre ~118-117 ka BP.

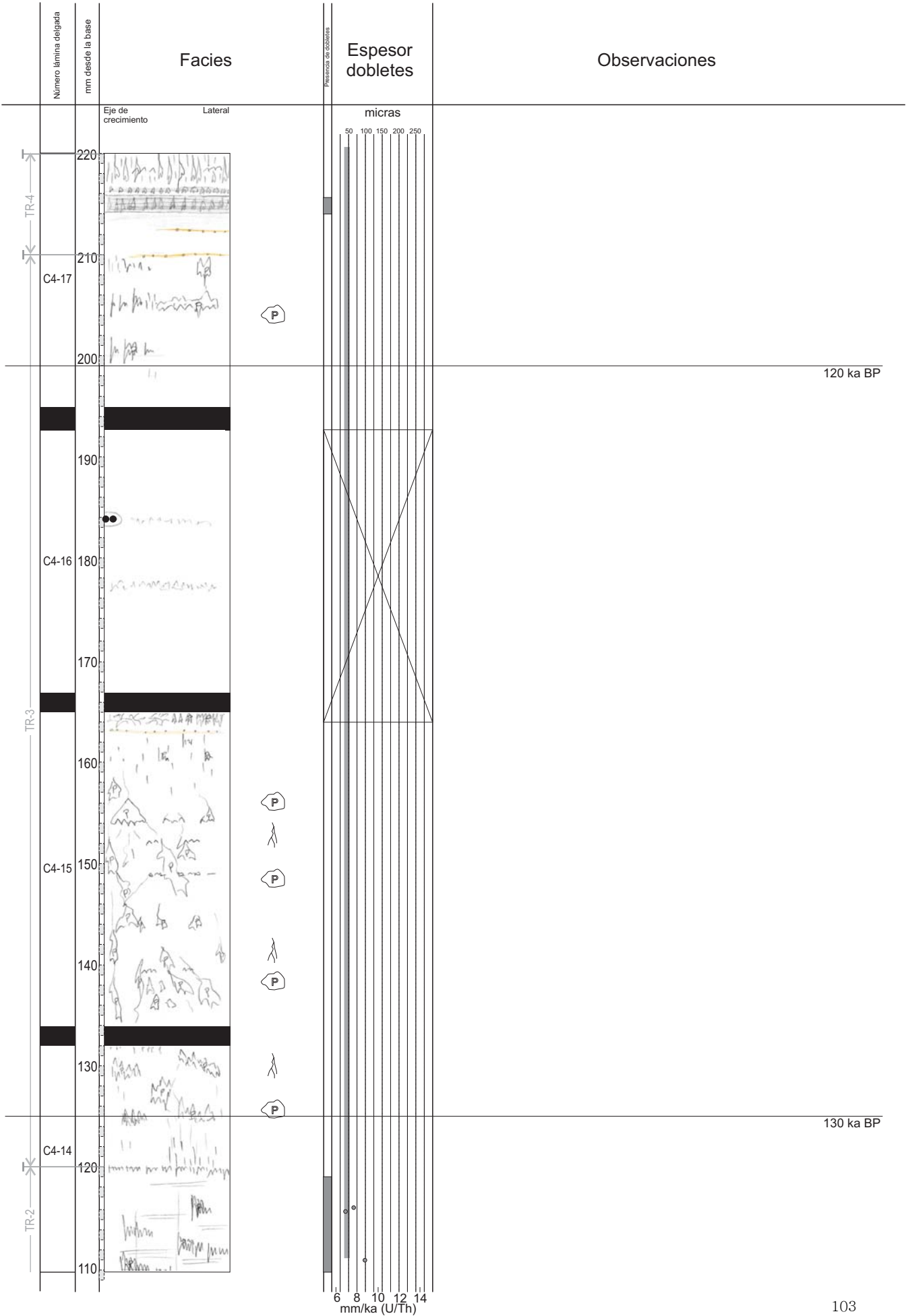
Tramo 5. Corresponde a los mm 220 a 246. Se ha estudiado utilizando una lámina delgada de poco espesor (~150 μm) por lo que se observan menos características que en otras partes de la estalagmita. Sin embargo, es posible distinguir poros triangulares dispersos que no forman láminas, y que diferencia este tramo del inferior y del superior. El tramo termina con una superficie poco visible usando nicoles paralelos en la que nuclean nuevos cristales. Se depositó entre ~117 y 113 ka BP.

Tramo 6. Está situado entre los mm 246 y 267,5. En general corresponde a calcita transparente sin poros ni laminación aunque hacia techo se observan algunas láminas dispersas de distinto tipo. El tramo acaba con una lámina oquerosa en la que se diferencian los bordes de los cristales, con gran continuidad lateral y en la que nuclean nuevos cristales en la zona axial de la estalagmita (figura 4.C4.6). Esta lámina es fácilmente diferenciable *de visu* y corresponde al Hiato I. El tramo 6 se depositó según nuestro modelo de edad entre ~113 y 109,5 ka BP.

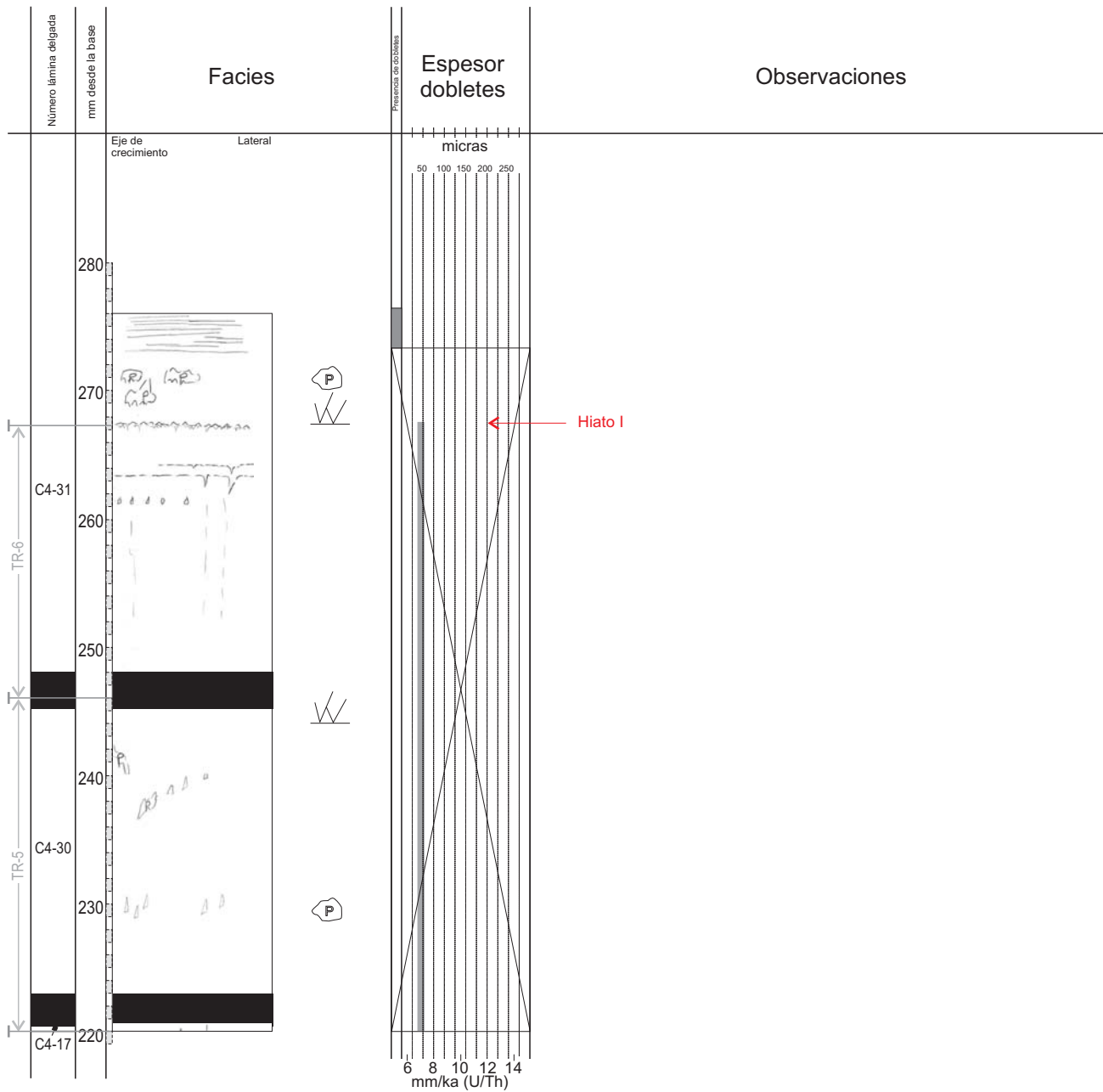
Columna microestratigráfica de C4



Columna microestratigráfica de C4
Cont. (2/3)



Columna microestratigráfica de C4
Cont. (3/3)



4.4. ESTALAGMITA C7

4.4.1. Descripción

Estalagmita cónica de aproximadamente 28 cm de longitud y 12 de diámetro en la base, recogida a 54,5 m sobre el nivel de base bajo un goteo activo. El aspecto externo es ligeramente irregular. El ápice es cóncavo y rugoso.

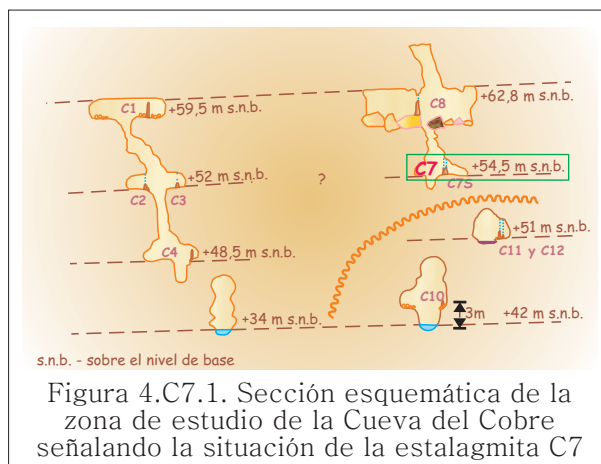
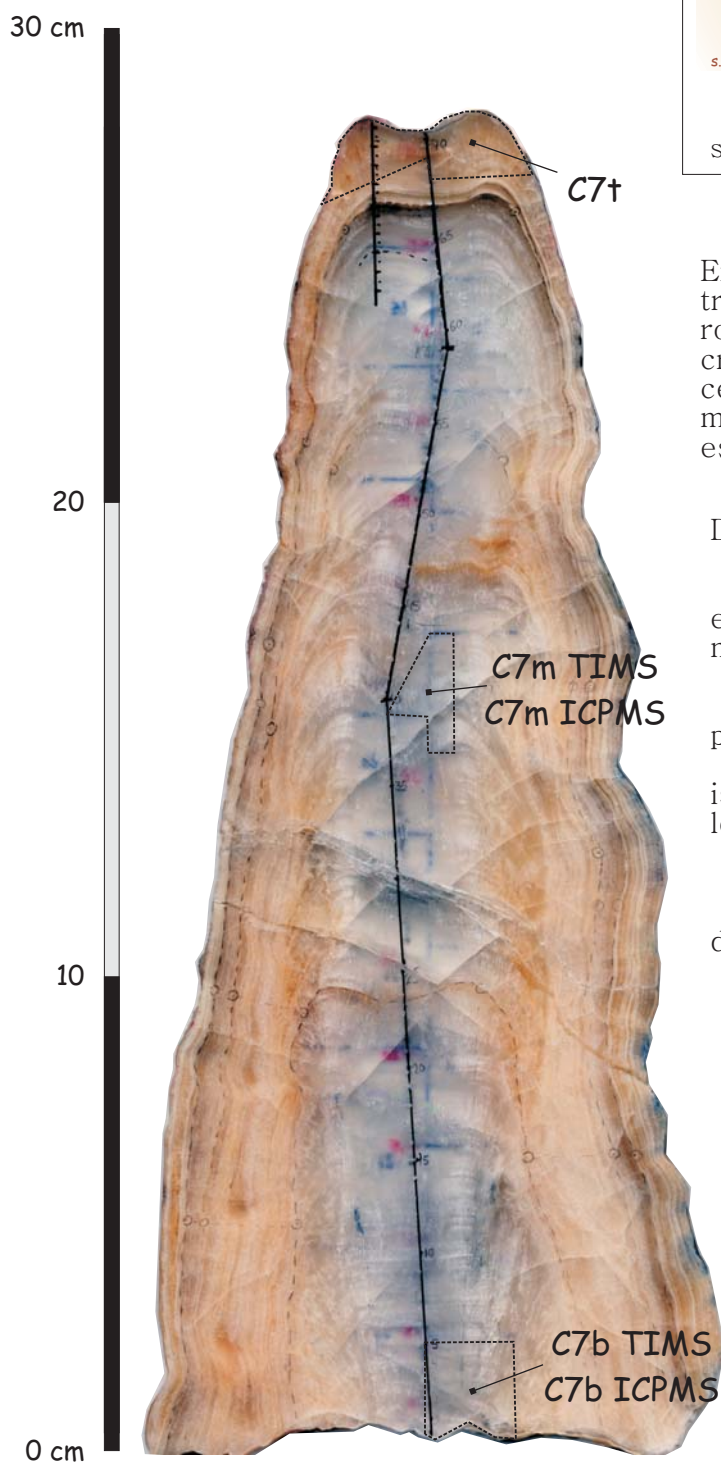


Figura 4.C7.1. Sección esquemática de la zona de estudio de la Cueva del Cobre señalando la situación de la estalagmita C7

En el interior, la estalagmita C7 es bastante transparente, blanquecina en la zona axial y rosada en los laterales. Está formada por cristales milimétricos de calcita. Hacia el centímetro 19 se observa una marca marrón que coincide con la inserción de su estalagmita “siamesa”, C7S.

De C7 se han realizado:

- 46 láminas delgadas de tipo estándar y otras 19 preparadas para microscopía de fluorescencia
- 4 dataciones por el método U-Th
- 19 análisis de isótopos estables para comprobar el equilibrio isotópico
- una serie de 71 análisis de isótopos estables de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento
- una columna microestratigráfica
- un mapa de cristales
- análisis de la composición química del agua de goteo.

Figura 4.C7.2. Loncha de referencia de C7 y situación de las láminas delgadas y las dataciones de U-Th.

Muestra	mm desde la base	Téc. medición	Peso muestra (g)	U-ms (ppm)	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	Edad (años BP)	+/-
C7t	272	TIMS	5.0891	0.4243	6.3213	0.0046	1.0737	386	187
C7m ICP	158	ICPMS	2.7269	0.3662	93.9000	0.0279	0.9974	3077	123
C7m TIMS	158	TIMS	5.1594	0.3623	79.2999	0.0289	1.0155	3130	92
C7b ICP	7	ICMPS	3.1196	0.5430	278.6520	0.0474	0.9982	5281	103

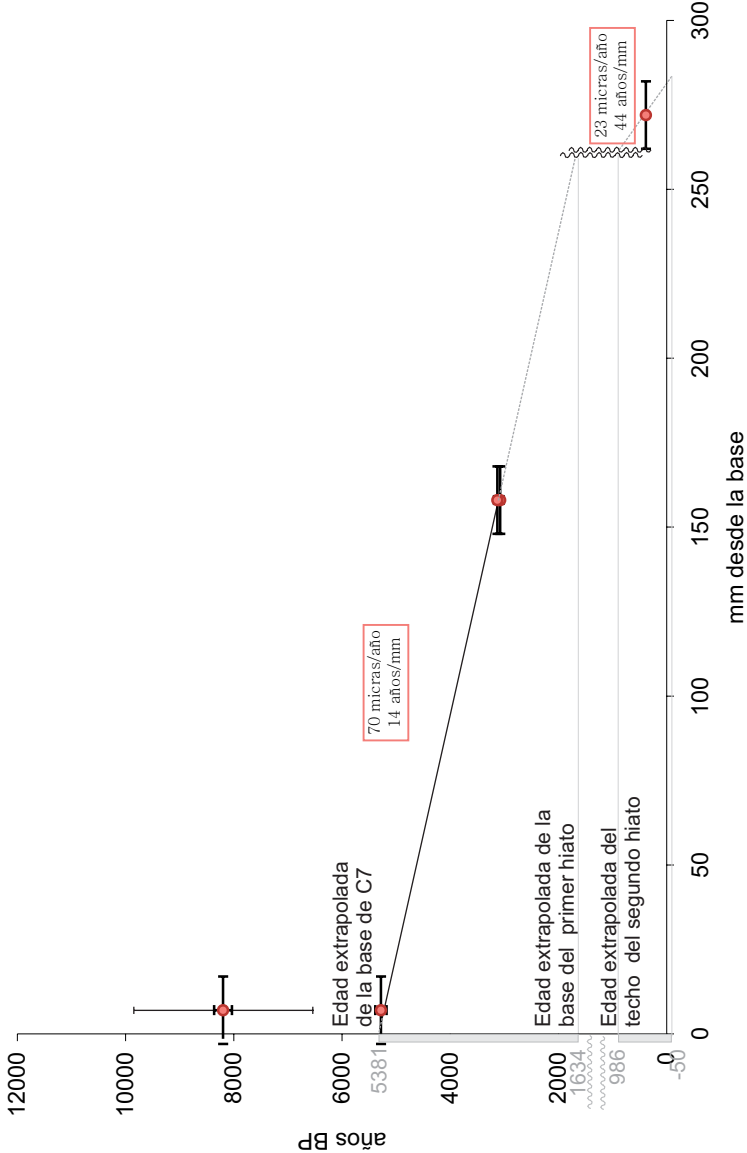


Figura 4.C7.3.- Resultados de las dataciones realizadas en la estalagmita C7. Correlación gráfica, cronología y tasas de crecimiento de C7 obtenidas mediante interpolación lineal

4.4.2. Edad y tasa de crecimiento

En la tabla de la figura 4.C7.2 se muestran los resultados de las dataciones realizadas en la estalagmita C7. La situación de las muestras se eligió asumiendo que el crecimiento había sido continuo.

Como se puede observar, sólo la muestra superior contiene contaminación por torio inicial ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} < 20$) aunque en general el valor de esta relación en todas las muestras es bastante bajo. La relación $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ está en todos los casos en torno a 1 - 1,5, el valor típico de las aguas meteóricas. El contenido de uranio total es relativamente homogéneo (entre 0,36 y 0,54 ppm). La base y la mitad de la estalagmita se han datado por duplicado, utilizando en cada caso TIMS e ICPMS. Para ello se tomó una muestra de unos 8g, se machacó y se dividió en dos submuestras prácticamente homogéneas, preparándose por separado. Las dos muestras de la parte central de la estalagmita (C7m TIMS y C7m ICP) muestran una coincidencia muy buena (3077 ± 123 y 3130 ± 92 años BP) y usaremos el valor medio de ambas.

Las edades obtenidas varían entre 5,2 y 0,4 ka BP y están en orden estratigráfico correcto.

En la gráfica inferior de la figura 4.C7.3 se muestran las edades obtenidas en C7 junto con su situación estratigráfica. Por extrapolación de la tasa de crecimiento se ha calculado que C7 comenzó a crecer en $\sim 5,4$ ka BP y creció de manera más o menos continua hasta $\sim 1,6$ ka BP con una tasa de crecimiento neta de $70 \mu\text{m/año}$. El fin de la duración del hiato también se ha datado por extrapolación de las edades de la parte superior de la estalagmita. En los 5 cm superiores contamos con dos edades: una edad absoluta obtenida por el método de U/Th y la edad deducida para la superficie actual de la estalagmita (~ 50 años BP). De esta manera, la tasa de crecimiento resulta ser de $23 \mu\text{m/año}$ y se data el reinicio del crecimiento en 1000 años BP.

4.4.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento

La figura 4.C7.4 muestra las pruebas realizadas para deducir si la calcita de C7 precipitó en equilibrio isotópico. En el gráfico superior se puede ver que en las dos láminas de crecimiento muestreadas no se observa covariación entre los isótopos de oxígeno y carbono, mientras que el valor isotópico de oxígeno se mantiene muy constante a lo largo de cada una de ellas (gráfico central). En estos casos se cumplen totalmente las condiciones de equilibrio isotópico propuestas por Hendy (1971).

En el gráfico inferior no se observa covariación significativa entre los valores isotópicos de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento ($r^2=0,24$) lo que permite descartar la existencia de procesos evaporativos durante la precipitación.

Por lo tanto, en el caso de C7, el equilibrio isotópico parece asegurado durante la precipitación de calcita.

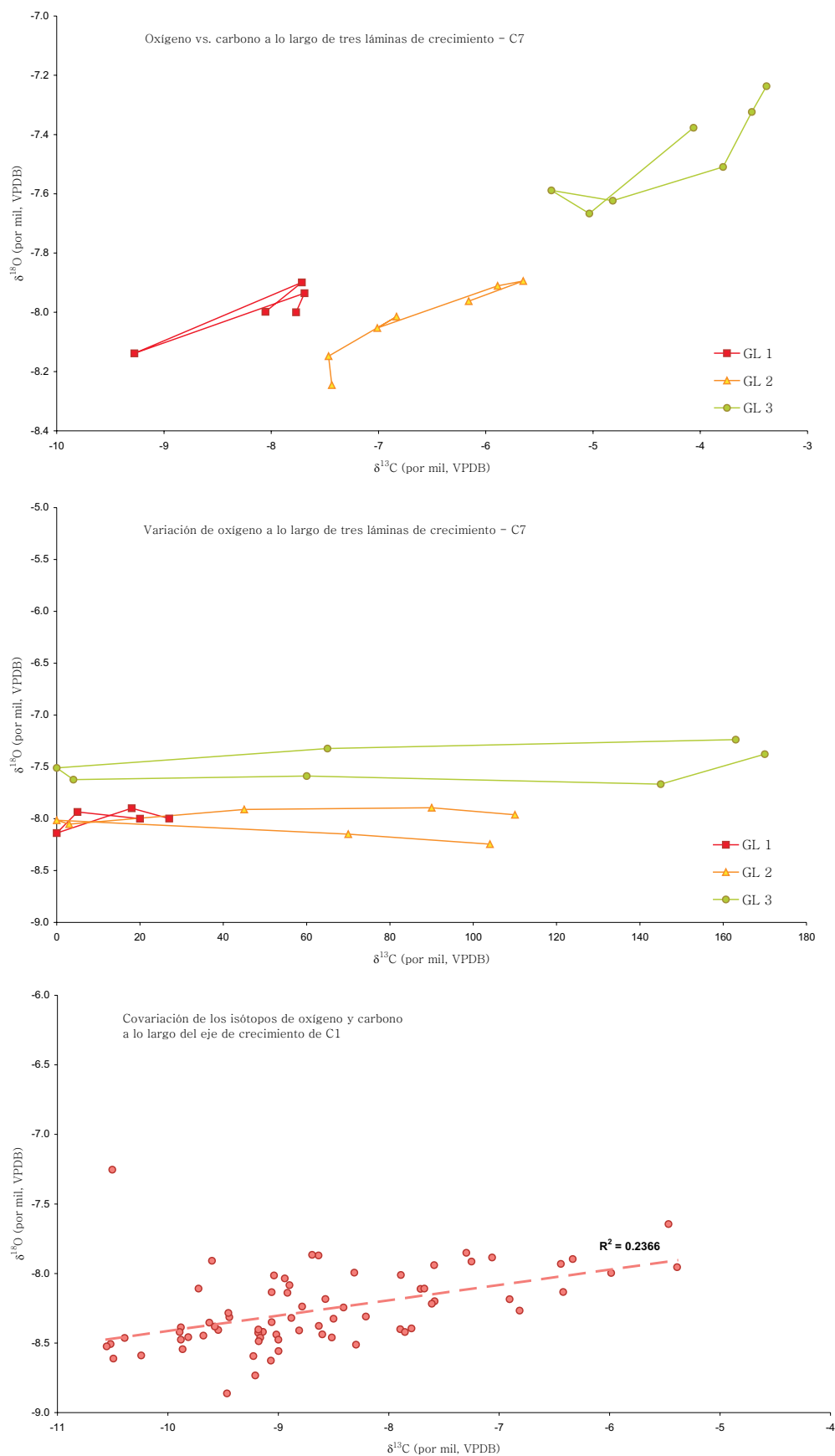


Figura 4.C7.4.- Resultados de las pruebas de equilibrio isotópico en C7. Las dos gráficas superiores corresponden a las pruebas de Hendy (1971) y la inferior a la covariación entre los isótopos de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento.

4.4.4. Registro de isótopos estables

Las muestras para isótopos estables se han tomado cada 4 mm a lo largo del eje de crecimiento. Según las tasas de crecimiento obtenidas para C7, este muestreo aporta un dato isotópico cada ~56 años por debajo del hiato y de ~176 por encima. La edad de cada uno de estos puntos se ha interpolado linealmente entre las dataciones obtenidas según el apartado anterior.

En la figura 4.C7.5 se muestran los resultados isotópicos obtenidos a lo largo del eje de crecimiento. Como se puede ver en el gráfico superior de la figura, la variabilidad de los isótopos de carbono (~5‰) es como casi siempre mucho mayor que la de los isótopos de oxígeno (~1,5‰). Es llamativo el hecho de que el valor máximo de oxígeno coincide en el tiempo con el mínimo de carbono. El registro de oxígeno presenta un mínimo alrededor del milímetro 25 y desde la tendencia general a partir de ese momento es hacia valores más pesados. En cambio, el registro de carbono presenta una pendiente a grandes rasgos cercana a cero hasta el milímetro 150 aproximadamente para aumentar desde ese momento hasta el momento del muestreo de la estalagmita.

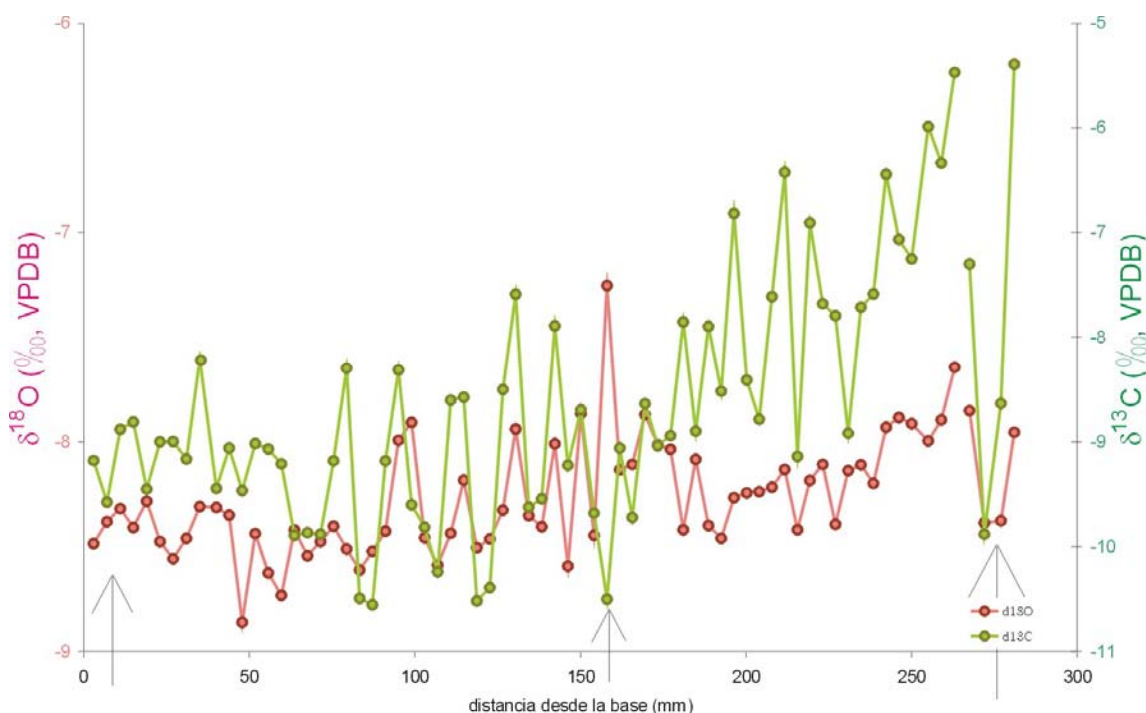


Figura 4.C7.5. Registro de isótopos estables de oxígeno y carbono de la estalagmita C7 frente a la posición estratigráfica relativa de las muestras (milímetros desde la base). Las flechas negras muestran la situación de las dataciones de U-Th.

4.4.5. Descripción de la textura cristalina

C7 está formada por un conjunto de cristales elongados de bordes aserrados, perpendiculares a la superficie de crecimiento, relativamente paralelos entre sí y que divergen ligeramente hacia los laterales en donde nuclean nuevos agregados cristalinos para mantener la perpendicularidad con la superficie. No se observan poros macroscópicos.

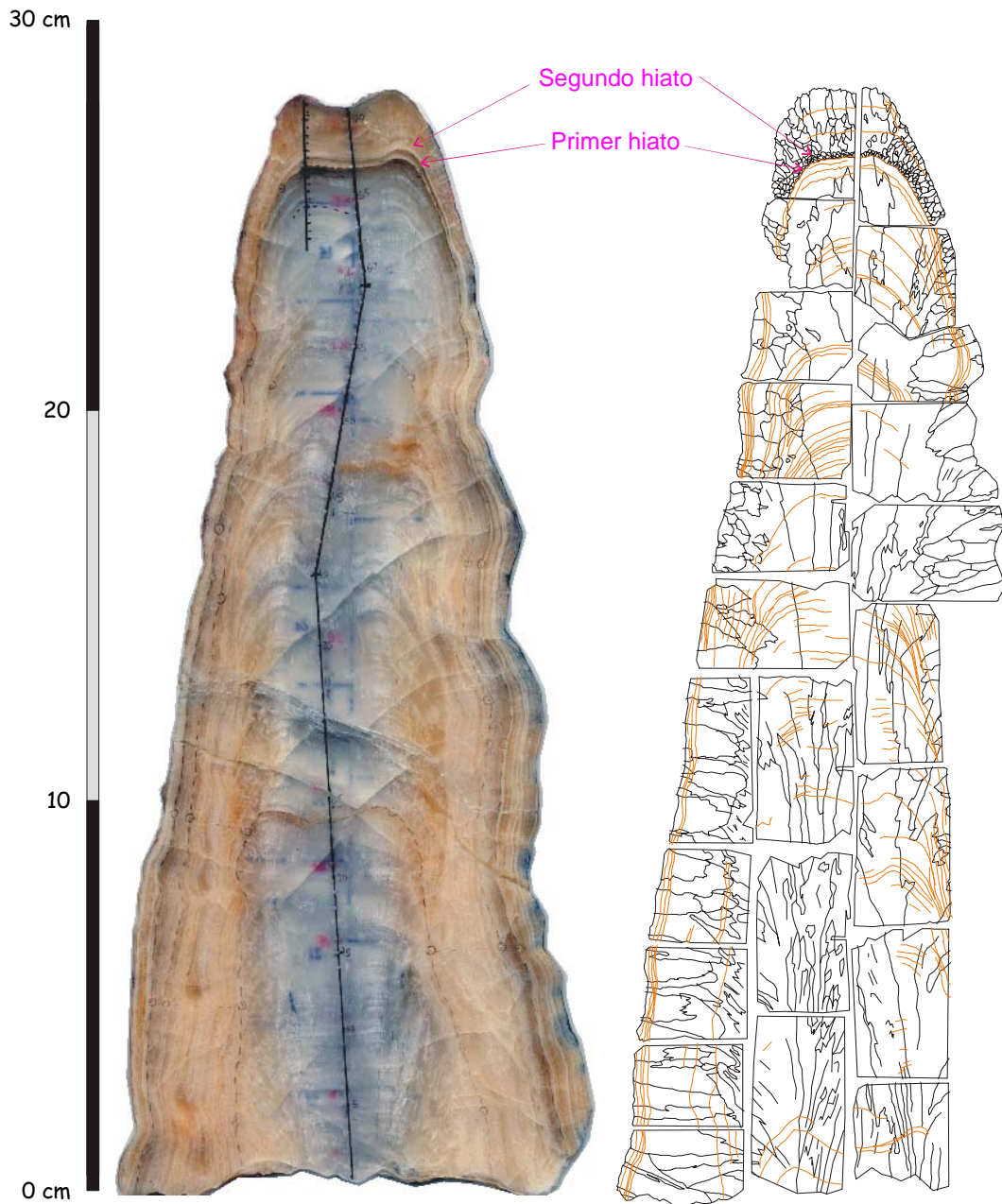


Figura 4.C7.6.- Mapa cristalográfico de C7. Las líneas negras representan bordes de cristales y las líneas naranjas, láminas fácilmente distinguibles con la lupa binocular.

En cuanto a la textura cristalina, C7 se puede dividir en la vertical en tres zonas. La zona inferior, está formada por un mayor número de cristales, que podrían describirse como fibrosos ya que son muy finos en relación a su longitud. En esta zona se observan pocas láminas con la lupa binocular de luz transmitida. En los centímetros superiores hasta el mm 266 se han fosilizado un mayor número de láminas en un menor número de cristales, que son más anchos. En los milímetros superiores se registra un cambio muy importante en las condiciones de precipitación. Existe una nucleación masiva por encima de toda la estalagmita, especialmente en la zona axial, en donde los primeros cristales son de muy pequeño tamaño.

El Hiato I no tiene ningún reflejo cristalográfico y solamente es visible como una concentración de inclusiones fluidas y otras impurezas. El hiato II, por el contrario, sólo es visible con nícoles cruzados y corresponde a una zona de nucleación.

4.4.6. Columna microestratigráfica

C7 se puede dividir en 5 tramos:

Tramo 1. Alternancia de bandas transparentes y láminas marrones aisladas. Corresponde a los 104 mm basales de la estalagmita. Tienen muchas inclusiones alargadas, a veces conectadas formando “túneles”. Aparecen distintos tipos de láminas marrones: continuas, discontinuas, lisas y con forma de cristalitos. Según el modelo de edad corresponde a la calcita depositada entre 5,4 y 3,9 ka BP.

Tramo 2. Está formado por una alternancia de finas bandas de calcita de aspecto muy variado entre los mm 104 y 178. El subtramo 2.1. es similar al tramo 1 pero con las bandas más finas y variadas (mm 104-129, 3900-3550 años BP). El subtramo 2.2 (mm 129-155, 3550-3200 años BP) es muy variado y presenta una sucesión relativamente continua de dobletes de distinto tipo (claro-oscuro, marrón) alternados con láminas marrones, nebulosas y de inclusiones alargadas. El espesor de los dobletes varía entre 95 y 230 μm . En la parte baja del subtramo, éstos están atravesados por algún túnel alargado. El subtramo 2.3 (mm 155-178, 3200-2850 años BP) está formado por una gruesa banda de calcita transparente que incluye poros triangulares milimétricos. En los mm 170 a 172 aparece aislado un delgado conjunto de dobletes claro-oscuro y marrones que presentan un espesor medio de 180 μm .

Tramo 3. Alternancia milimétrica de bandas transparentes y oquerosas que ocupa los mm 178 a 263 (2850-1600 años BP). En la zona basal se observan pequeños tubos verticales de paredes curvas posiblemente formados por disolución. En la zona superior existen tres láminas en las que se genera nucleación de nuevos cristales cerca de la zona axial.

Tramo 4. Banda de calcita (mm 263-266) que fosiliza dos discontinuidades claramente visibles (Hiato I e Hiato II). La primera (mm 263) corresponde a una lámina continua de aspecto muy irregular, negra al microscopio, que tiene por encima y por debajo un conjunto de dobletes marrones muy apretados. La segunda (mm 266) corresponde a una lámina continua en la que se origina una nucleación de nuevos cristales generalizada. Con luz plana se observa lo que podrían ser bordes de cristales redondeados. Según nuestras dataciones, el tramo completo correspondería al periodo de tiempo entre 1600 y 1000 años BP.

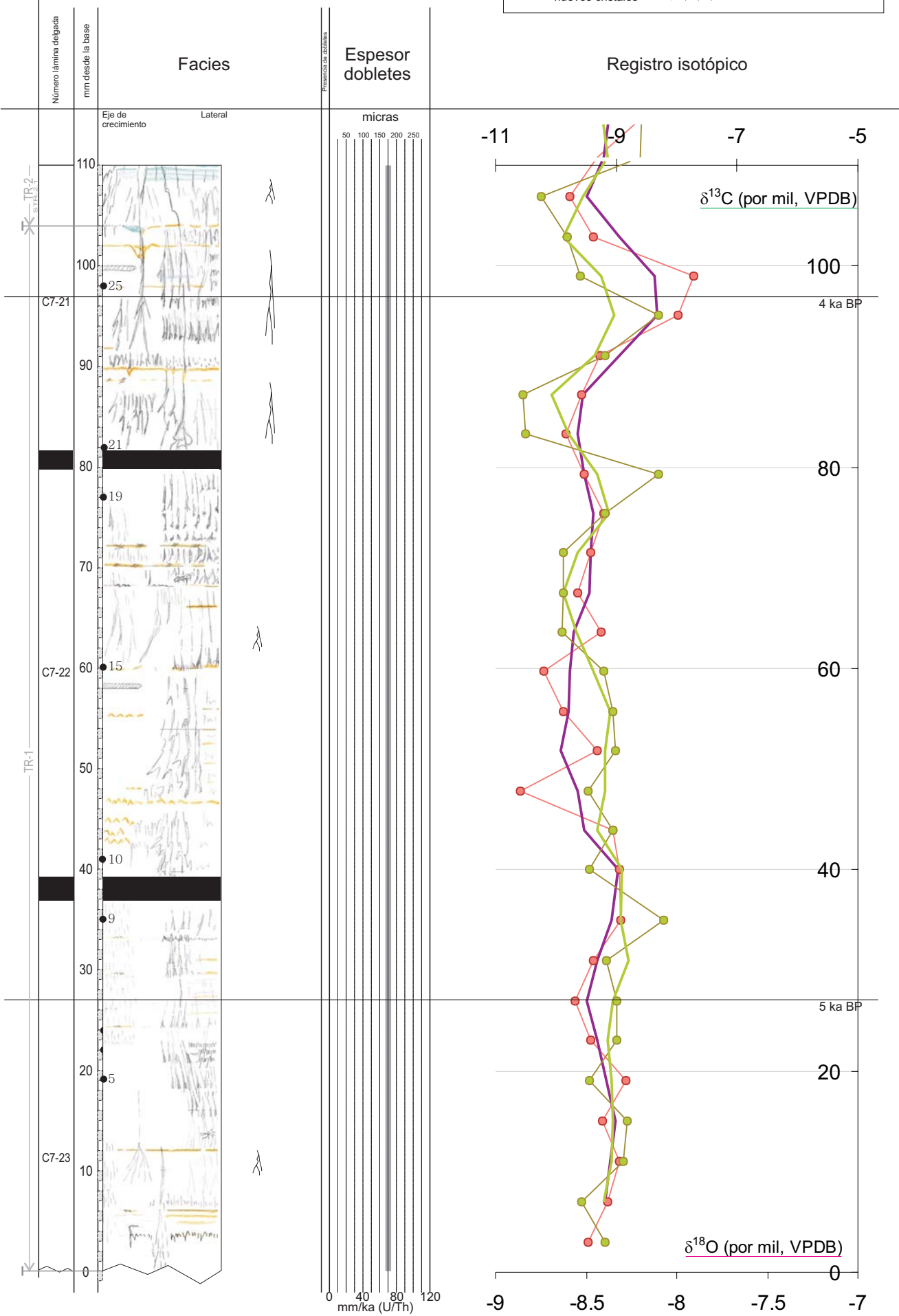
Tramo 5. Calcita transparente con laminación difusa de aspecto variado comprendida entre los mm 266 y 282. Se observan dobletes nebulosos y marrones que no llegan a ser continuos a lo largo de toda la paleosuperficie de la estalagmita y cuyo espesor varía entre 60 y 180 μm . La superficie actual presenta pequeños túneles de bordes redondeados posiblemente formados por disolución.

Columna microestratigráfica de C7

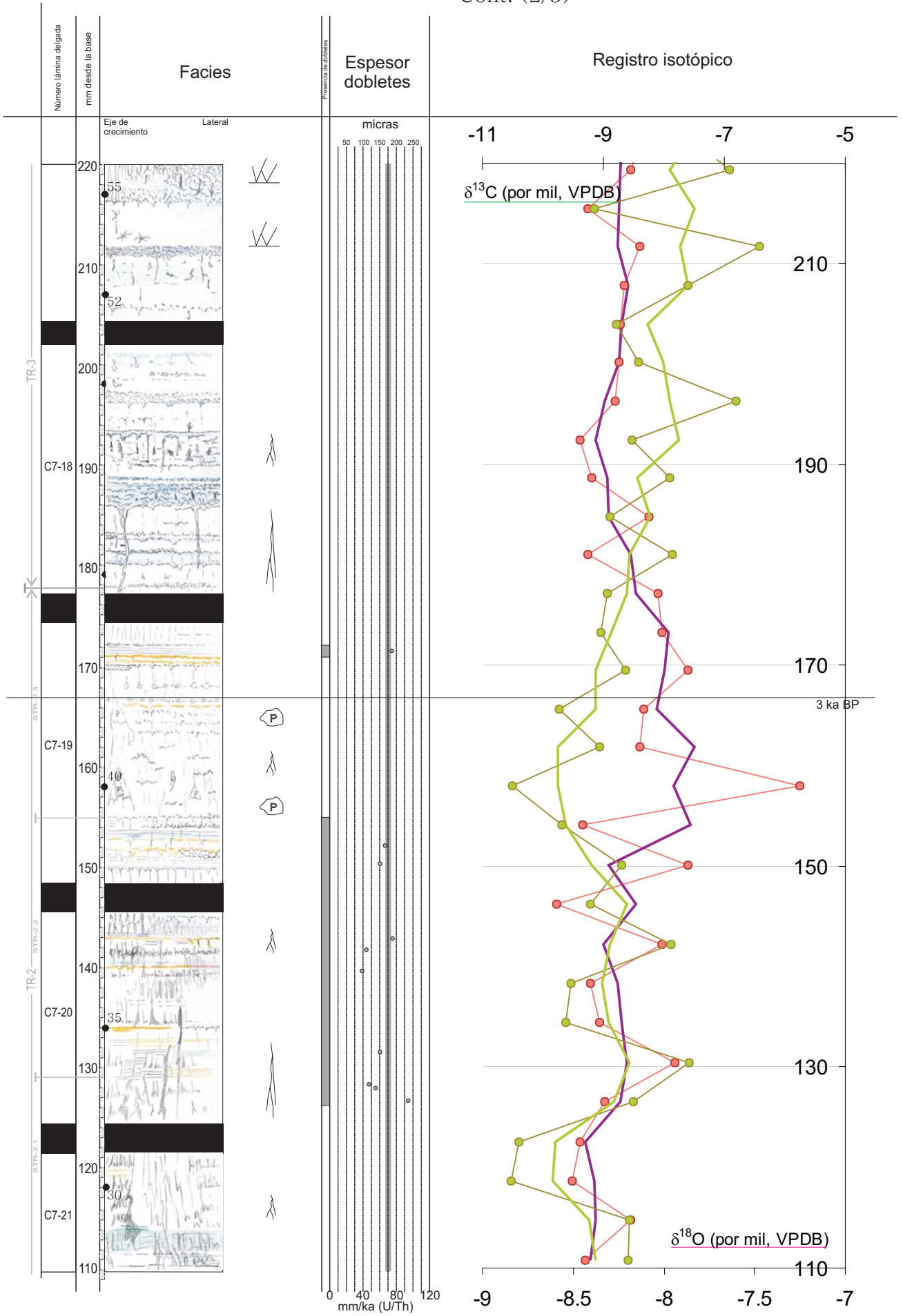
Leyenda

- Muestra de isótopo estable
- ↘ Nucleación de nuevos cristales

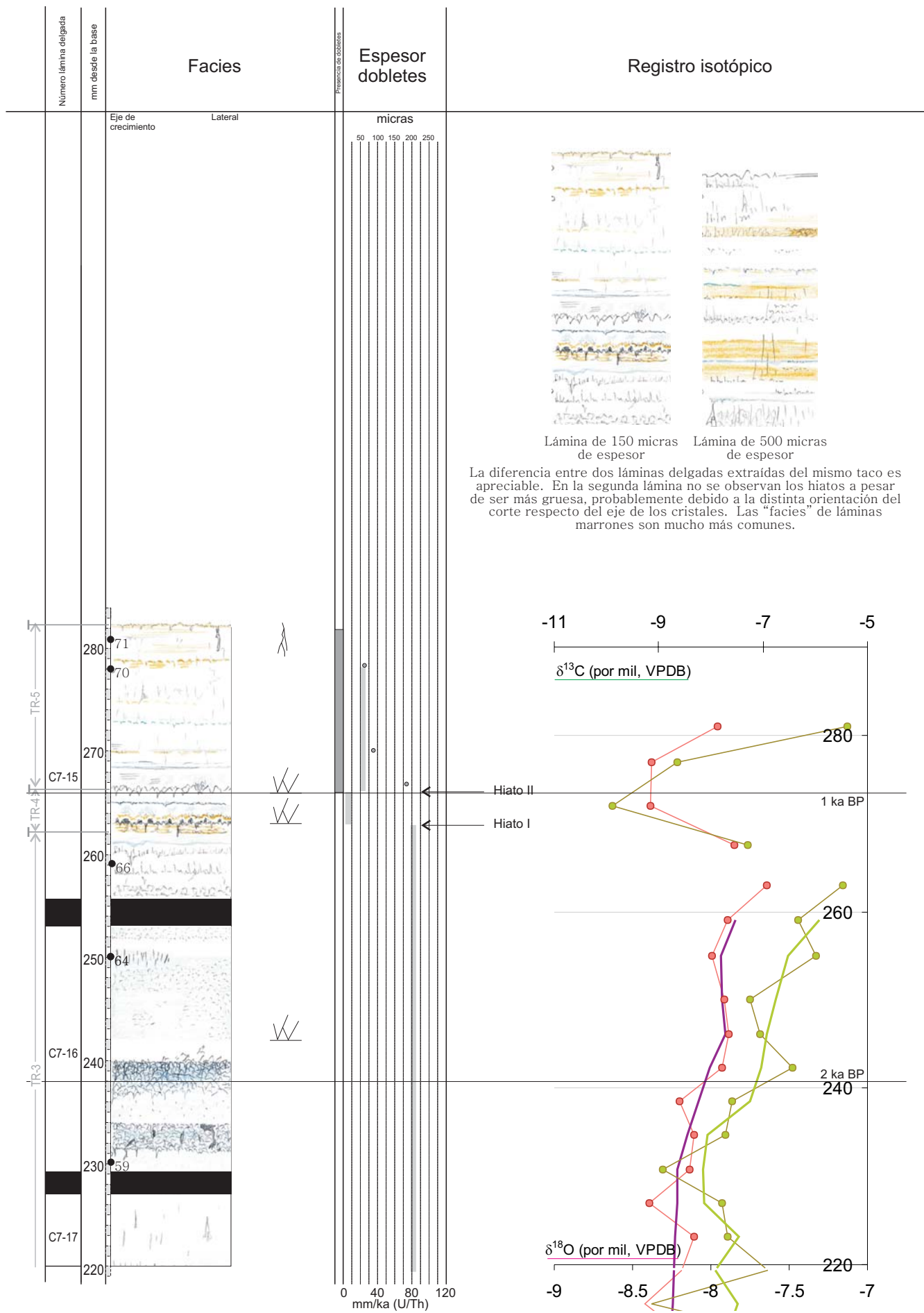
- Ⓟ Poro de tamaño milimétrico o mayor
- ⌵ Túnel
- ⌵ Poros conectados?
- ⌵ Bordes de cristalitos visibles



Columna microestratigráfica de C7
Cont. (2/3)



Columna microestratigráfica de C7
Cont. (3/3)



4.5. ESTALAGMITA C7S

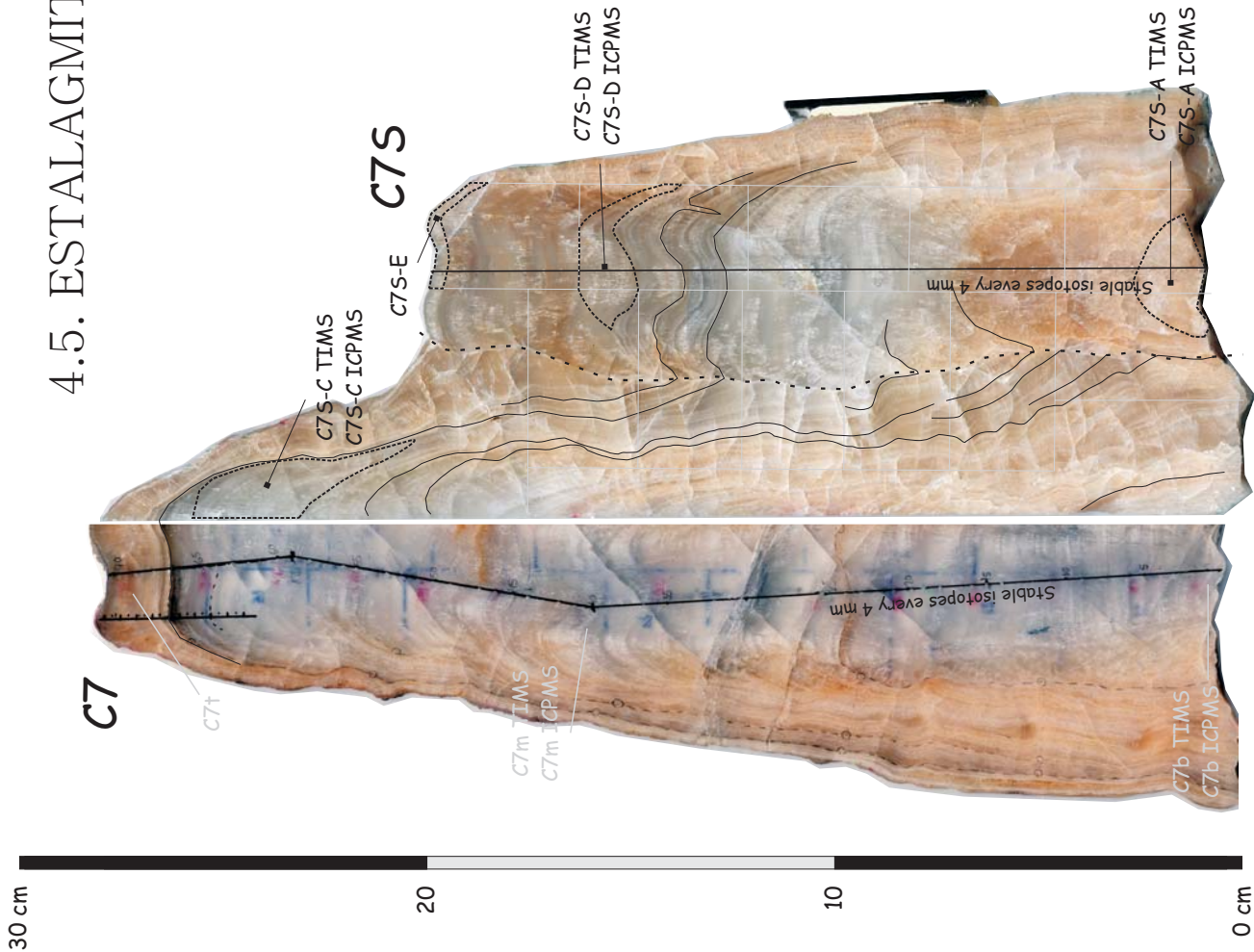


Figura 4.C7S.2.- Loncha de referencia de C7S y situación de las láminas delgadas y las dataciones de U-Th.

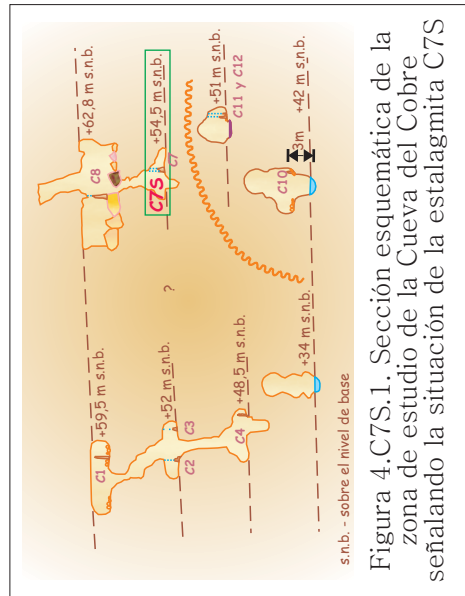


Figura 4.C7S.1. Sección esquemática de la zona de estudio de la Cueva del Cobre señalando la situación de la estalagmita C7S

4.5.1. Descripción

Estalagmita cónica de aproximadamente 21 cm de longitud y 7 de diámetro en la base, recogida a 54,5 m sobre el nivel de base (figura 4.C7S.1). Junto con C7, forman un par de estalagmitas “siamesas” con aspecto externo muy similar (figura 4.C7S.2). Los ápices de ambas se encuentran a unos 7 cm, ambos son cóncavos y rugosos y se encuentran bajo goteos activos.

En el interior, la estalagmita C7S está formada por tres bandas diferenciadas de unos 7 cm cada una. La basal es de color rosa-marrón, la central es lechosa y la superior es rosada, similar a la parte superior de C7.

Está formada por cristales milimétricos de calcita. Se observan laminaciones a simple vista. Algunas de estas láminas pueden continuarse a lo largo de las dos estalagmitas “siamesas”. Es el caso de algunas láminas muy llamativas situadas a partir del cm 15 aprox. Algunas de ellas muestran tubos verticales (a veces de longitud centimétrica) debidos posiblemente a disolución.

De C7S se ha realizado:

- Estudio petrográfico de 12 láminas transparentes
- 7 dataciones por el método U-Th
- una serie de 46 análisis de isótopos estables de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento
- una columna microestratigráfica.

4.5.2. Edad y tasa de crecimiento

En la tabla 4.C7S.3 se muestran los resultados de las dataciones realizadas en la estalagmita C7S. El contenido de uranio es bastante constante alrededor de 0,3 ppm, algo menor que en C7. Ninguna muestra contiene contaminación por torio inicial ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} > 20$) aunque en general el valor de esta relación en todas las muestras es bastante bajo salvo en el caso de C7S-D ICPMS, en el que se obtiene un valor anormalmente alto. La relación $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ está en todos los casos en torno a 1 - 1,5, el valor típico de las aguas meteóricas. Las dos muestras centrales de la estalagmita se han datado por duplicado, utilizando en cada caso TIMS e ICPMS. Para ello se tomó una muestra de unos 6-7 g, se machacó y se dividió en dos submuestras homogéneas, preparándose por separado. Los dos duplicados de C7S-C tienen muy buena coincidencia a pesar de los amplios rangos de error (4995 ± 475 y 4866 ± 544 años BP). En el caso de los duplicados C7S-D no fue posible obtener ninguna edad en ninguna de las dos muestras.

Muestra	mm desde la base	Téc. medición	Peso muestra (g)	U-ms (ppm)	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	Edad (años BP)	+/-
C7S-E	182	TIMS	3.7749	X	X	X	X	X	X
C7S-D ICPMS	142	ICPMS	3.0256	0.4112	127633	2.4970	1.0632	X	X
C7S-D TIMS	142	TIMS	4.4112	X	X	X	X	X	X
C7S-C ICPMS	84	ICPMS	2.2042	0.3216	72.0000	0.4371	1.0470	4866	544
C7S-C TIMS	84	TIMS	4.0792	0.3229	80.7600	0.0449	1.0310	4995	475
C7S-A TIMS	10	TIMS	5.6961	0.3626	38.7400	0.0443	1.0138	4932	292

Figura 4.C7S.3. Resultados de las dataciones realizadas en la estalagmita C7S.

Las tres edades obtenidas son prácticamente coincidentes pero por correlación con C7 sabemos que las superiores (C7S-C) no pueden ser correctas, ya que están situadas por encima de la muestra C7m (3,1 ka BP; figura 4.C7S.2).

La situación de las muestras se eligió con la intención de datar las láminas que se seguían hasta C7 y que denominamos Hiatos I y II en C7. Sin embargo, no ha sido posible, ya que los duplicados de C7S-C han dado edades erróneas (lo que hace pensar en una contaminación o alteración natural) y los de C7S-D no han dado ninguna edad en absoluto.

Por lo tanto, la cronología de C7S se ha establecido mediante correlación con C7 (fig. 4.C7S.4). En la parte izquierda de la figura se muestran las láminas comunes a ambas estalagmitas correspondientes a los Hiatos I (color rosa) y II (naranja) dibujadas sobre un montaje de fotos de microscopio. En el gráfico B), a la derecha de la figura, se han representado estas mismas láminas junto con la primera lámina común a ambas (color azul) y su posición microestratigráfica. Como se puede ver, la base del Hiato I de C7 (mm 263) corresponde a la lámina de C7S situada en el mm 93, mientras que el techo del Hiato II de C7 (mm 266) se continúa en la lámina de C7S del mm 182, coincidiendo con el último análisis de isótopos estables. La figura 4.C7S.5 representa todos los datos

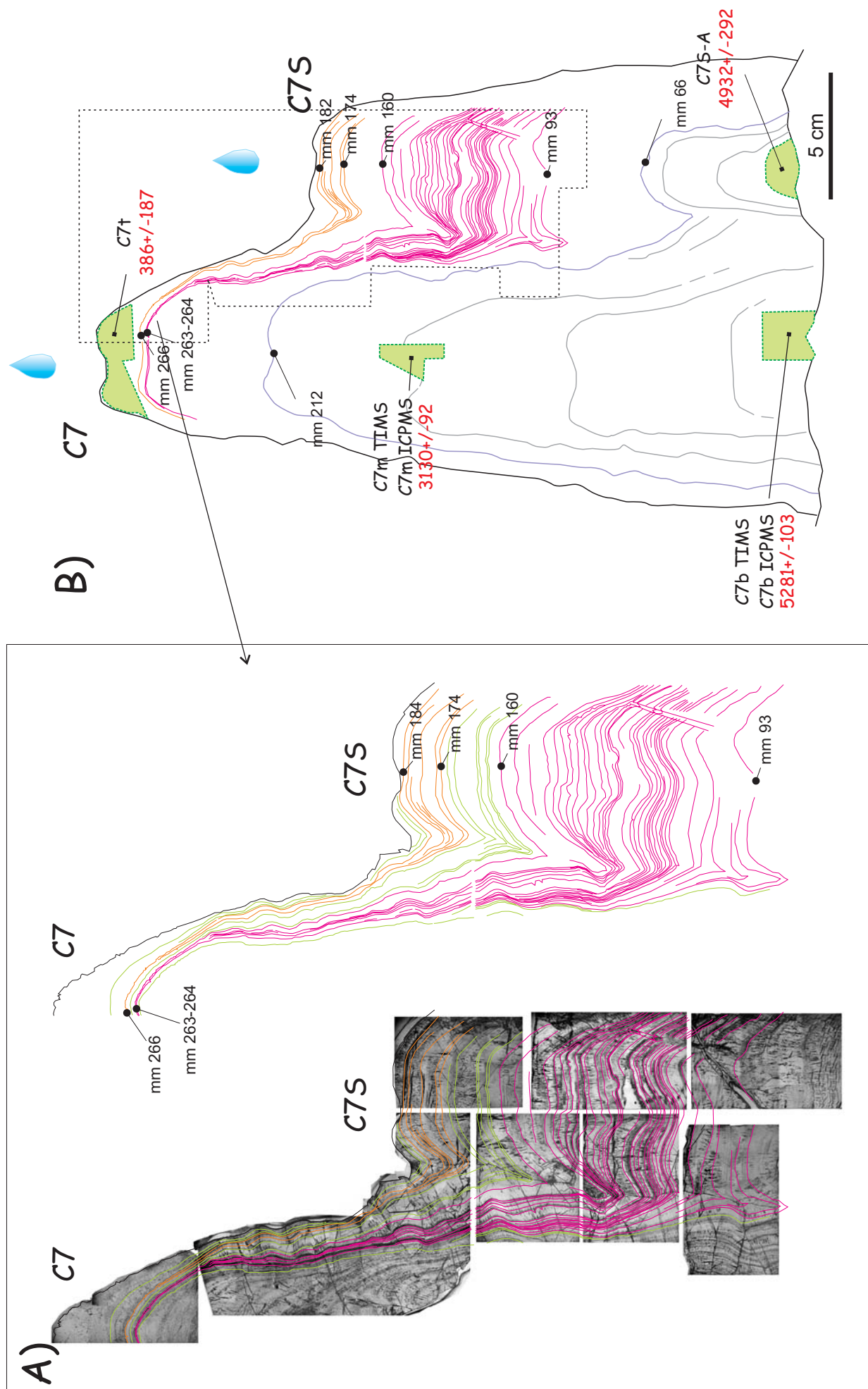


Fig. 4.C7S.4.- Elementos de correlación utilizados para datar la estalagmita C7S. A) Montaje de fotos de microscopio (100 fotos aproximadamente) de las láminas delgadas de la parte superior de C7 y C7S. B) Esquema de las dos estalagmitas con todos los elementos de correlación encontrados. La línea azul representa la primera lámina con continuidad en las dos estalagmitas. Las naranjas y rosas a los dos hiatos de C7 según el montaje de fotos de A).

C7			C7S		
Edad U/Th (años BP)	mm desde la base	Edad interpolada (años BP)	Edad U/Th (años BP)	mm desde la base	Edad interpolada (años BP)
	282	-50		186	957
	281	-6		182	986
	277	168		178	1015
(+/-187)	272	386		174	1044
386	268	468		170	1073
	266	986		166	1102
	263	1634		162	1132
	259	1691		158	1161
	255	1748		154	1190
	250	1819		150	1219
	246	1874		146	1248
	242	1929		142	1277
	239	1986		138	1306
	235	2038		134	1335
	231	2092		130	1365
	227	2147		126	1394
	223	2202		122	1423
	219	2256		118	1452
	216	2311		114	1481
	212	2366		110	1510
	208	2420		106	1539
	204	2475		102	1568
	200	2529		98	1598
	196	2584		94	1627
	193	2639		93	1634
	189	2693		90	1715
	185	2748		86	1824
	181	2802		82	1932
	177	2857		78	2040
	173	2912		74	2149
	170	2966		70	2257
	166	3021		66	2366
	162	3075		62	2549
(+92-92)	158	3130		58	2732
3130	154	3186		54	2915
3077	150	3242		50	3099
	146	3298		46	3282
	142	3354		42	3465
	138	3410		38	3649
	134	3466		34	3832
	130	3522		30	4015
	127	3578		26	4199
	123	3634		22	4382
	119	3690		18	4565
	115	3746		14	4749
	111	3802	4932	10	4932
	107	3858	(+/-292)	6	5115
	103	3914		2	5299
	99	3970		0	5390
	95	4026			
	91	4083			
	87	4139			
	83	4195			
	79	4251			
	75	4307			
	71	4363			
	68	4419			
	64	4475			
	60	4531			
	56	4587			
	52	4643			
	48	4699			
	44	4755			
	40	4811			
	35	4862			
	31	4939			
	27	4996			
	23	5053			
	19	5110			
	15	5167			
(+103-103)	11	5224			
5281	7	5281			
	3	5338			
	0	5381			

Figura 4.C7S.5.
Elementos de correlación
entre C7 y C7S. Las
casillas en color verde
corresponden a las
dataciones absolutas y las
otras a las láminas
representadas en la figura
anterior.

correlacionados entre las dos estalagmitas siamesas utilizados para deducir las edades de C7S: las edades de U-Th (tres de C7 y una de C7S) y las tres láminas de correlación más importantes (Hiatos I y II y primera lámina común a ambas estalagmitas).

En la figura 4.C7S.6 se pueden ver las edades coincidentes obtenidas en C7S junto con su situación estratigráfica y la cronología deducida a partir de la correlación con C7. Por extrapolación de las tasas de crecimiento calculadas se puede estimar que C7S comenzó a crecer en 5,4 ka BP (aproximadamente al mismo tiempo que C7) con una tasa bastante lenta (22 mm/ka) que aumentó hacia 2,4 ka BP (37 mm/ka) y se aceleró en 1,6 ka BP a pesar de la presencia de láminas con posibles indicios de disolución de disolución, coincidiendo con el primer hiato de C7 (137 mm/ka). El crecimiento de C7S durante los últimos 1000 años fue muy lento o nulo.

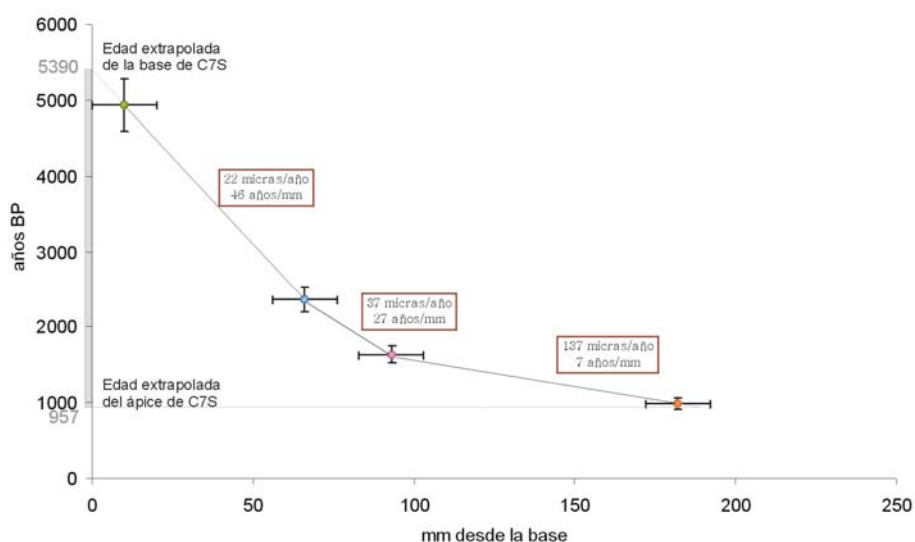


Figura 4.C7S.6.- Correlación gráfica, cronología y tasas de crecimiento de C7S calculadas por interpolación lineal simple entre las dataciones de U-Th (color verde) y las tres láminas de correlación con la estalagmita C7 (colores azul y rosa).

4.5.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento

Se consideró innecesario realizar el test de Hendy en esta estalagmita ya que coincide en espacio y tiempo con C7, que con muchas probabilidades creció en equilibrio isotópico como se ha visto en el capítulo anterior. Por lo tanto, sólo se representa en la figura 4.C7S.7 la covariación de los isótopos de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento. El coeficiente r^2 de la línea de ajuste a la serie es como en el caso de C7 muy bajo, indicando que hay un grado muy bajo de covariación, lo que sugiere condiciones de equilibrio isotópico.

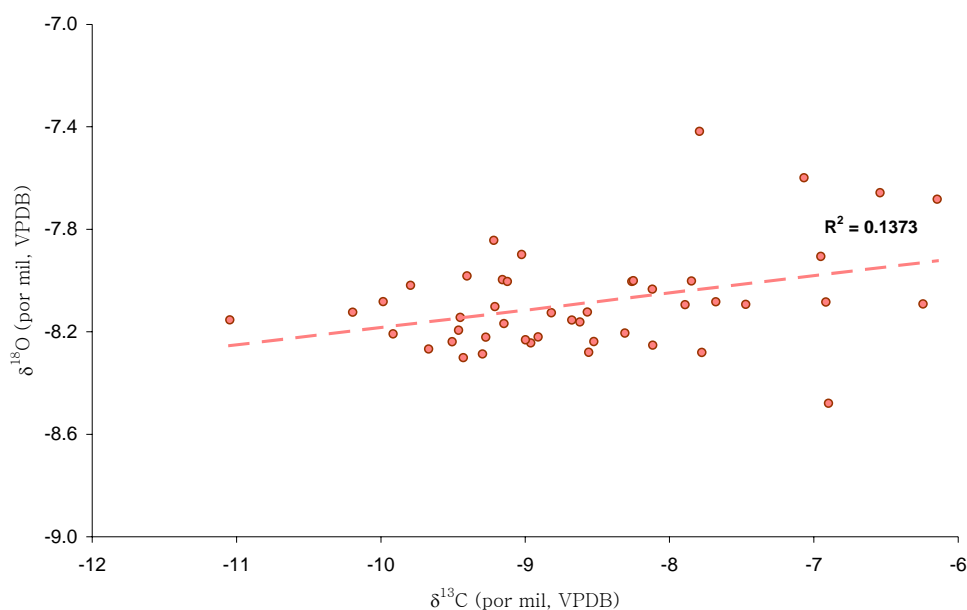


Figura 4.C7S.7.- Covariación de los isótopos de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento de C7S.

4.5.4. Registro de isótopos estables

Las muestras para isótopos estables se han tomado cada 4 mm a lo largo del eje de crecimiento. Según las tasas de crecimiento obtenidas para C7S, este muestreo aporta un dato isotópico cada ~180 años en la parte inferior, cada ~110 en la parte central y cada ~30 años en la superior. La edad de cada uno de estos puntos se ha interpolado linealmente entre las edades obtenidas según el apartado anterior.

En la figura 4.C7S.8 se muestran los resultados isotópicos obtenidos a lo largo del eje de crecimiento. La variabilidad de los isótopos de carbono (~5‰) es como en las otras estalagmitas mucho mayor que la de los isótopos de oxígeno (~1‰).

Ambos registros presentan una amplitud de variación muy pequeña hasta aproximadamente el milímetro 90 y una amplitud mayor por encima de ese punto debido a la distinta resolución temporal. Dentro de esta escasa variabilidad, de nuevo el valor mínimo de oxígeno coincide con un máximo en el registro de carbono alrededor del milímetro 25.

4.5.5. Columna microestratigráfica

C7S se puede dividir en 5 tramos:

Tramo 1. Calcita oquerosa y nebulosa en bandas de crecimiento milimétricas. Las láminas son claramente diferenciables. Corresponde a los 22 mm basales de la estalagmita. Según el modelo de edad corresponde a la calcita depositada entre 5,4 y 4,4 ka BP.

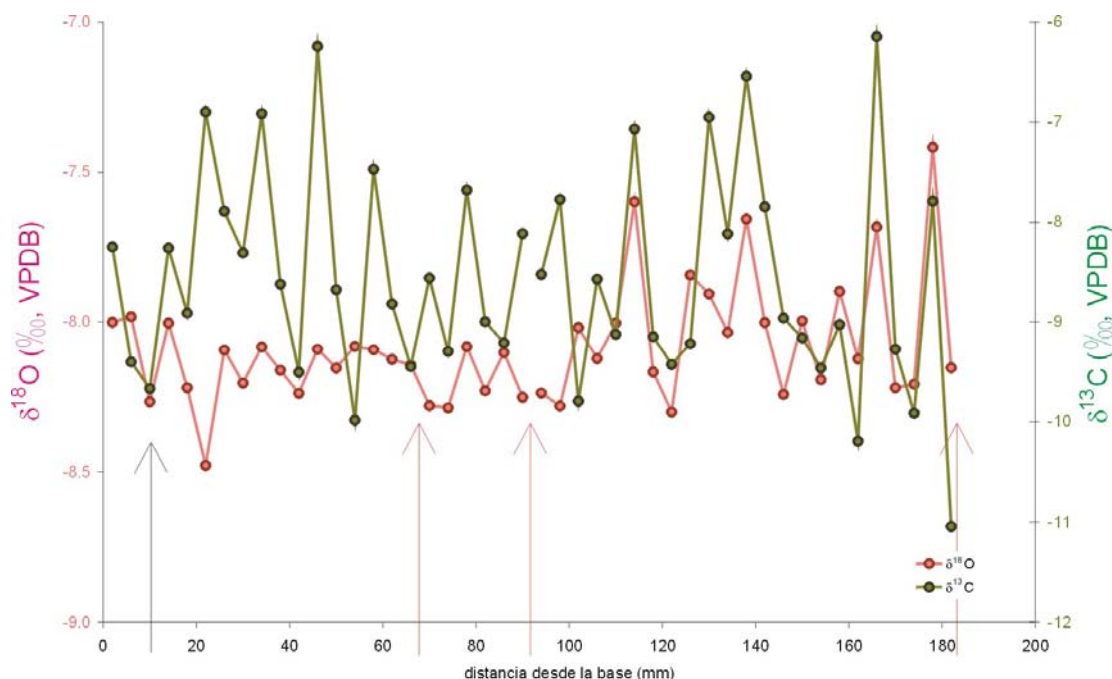


Figura 4.C7S.8. Registro de isótopos estables de oxígeno y carbono de la estalagmita C7S frente a la posición estratigráfica relativa de las muestras (milímetros desde la base). La flecha negra indica la edad de U-Th y las rojas los puntos de correlación con la estalagmita C7.

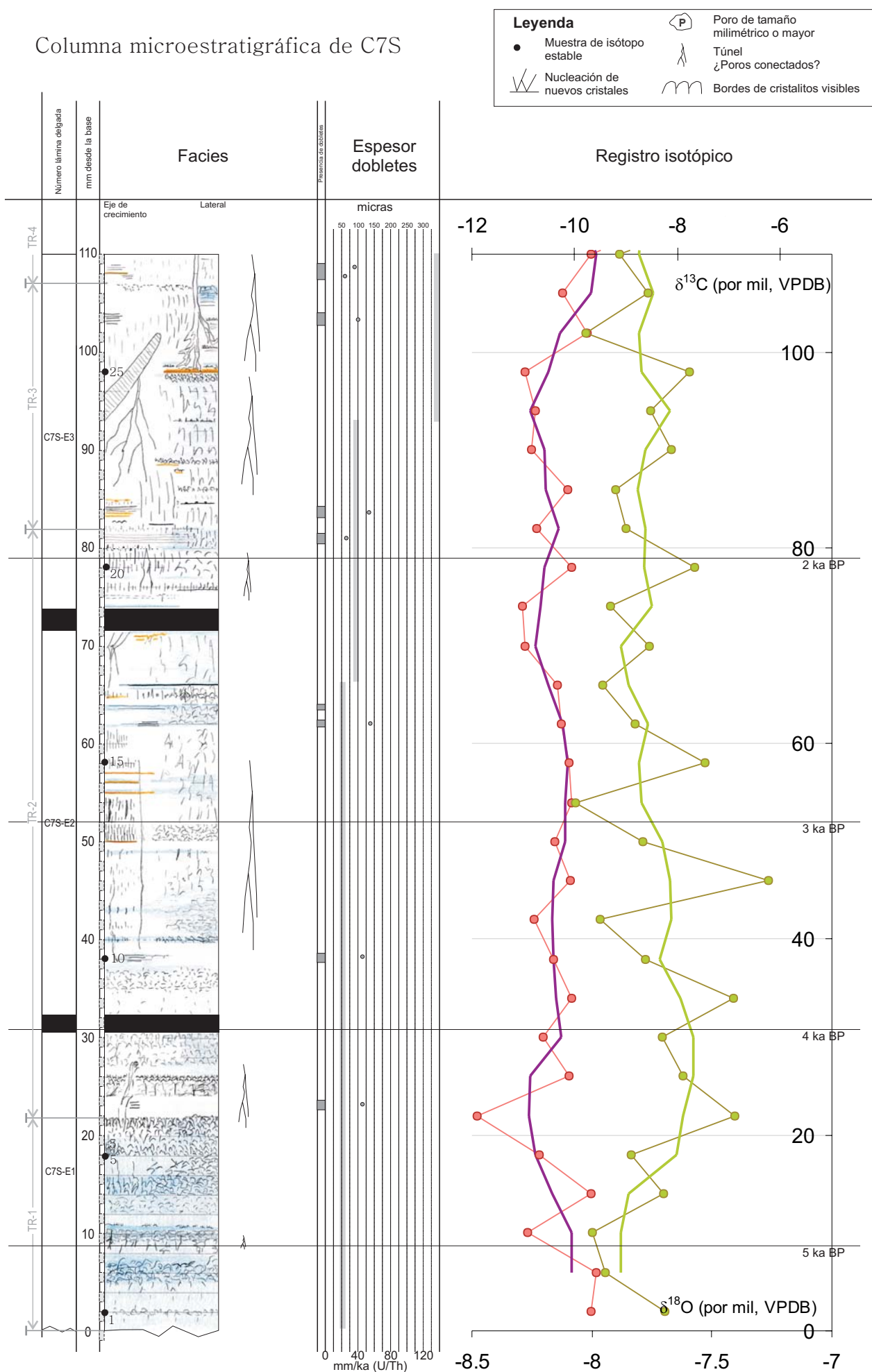
Tramo 2. Calcita laminada de aspecto muy variable. Está formado por una alternancia de finas bandas de calcita de aspecto muy variado entre los mm 22 y 82. La zona axial presenta laminaciones de distinto tipo (marrones, inclusiones alargadas, nebulosas, dobletes) que normalmente se transforman en oquerosas hacia los laterales de la estalagmita. Según nuestra extrapolación de edades, corresponde a la calcita depositada entre 4,4 y 1,9 ka BP.

Tramo 3. Alternancia de bandas discontinuas de calcita de aspecto variable (mm 82-107; 1,9-1,5 ka BP). Se diferencia del tramo 2 en que la zona axial de la estalagmita es transparente y las láminas no cubren toda la paleosuperficie. Dentro de este tramo se encuentra la lámina equivalente al primer hiato de C7 (mm 93).

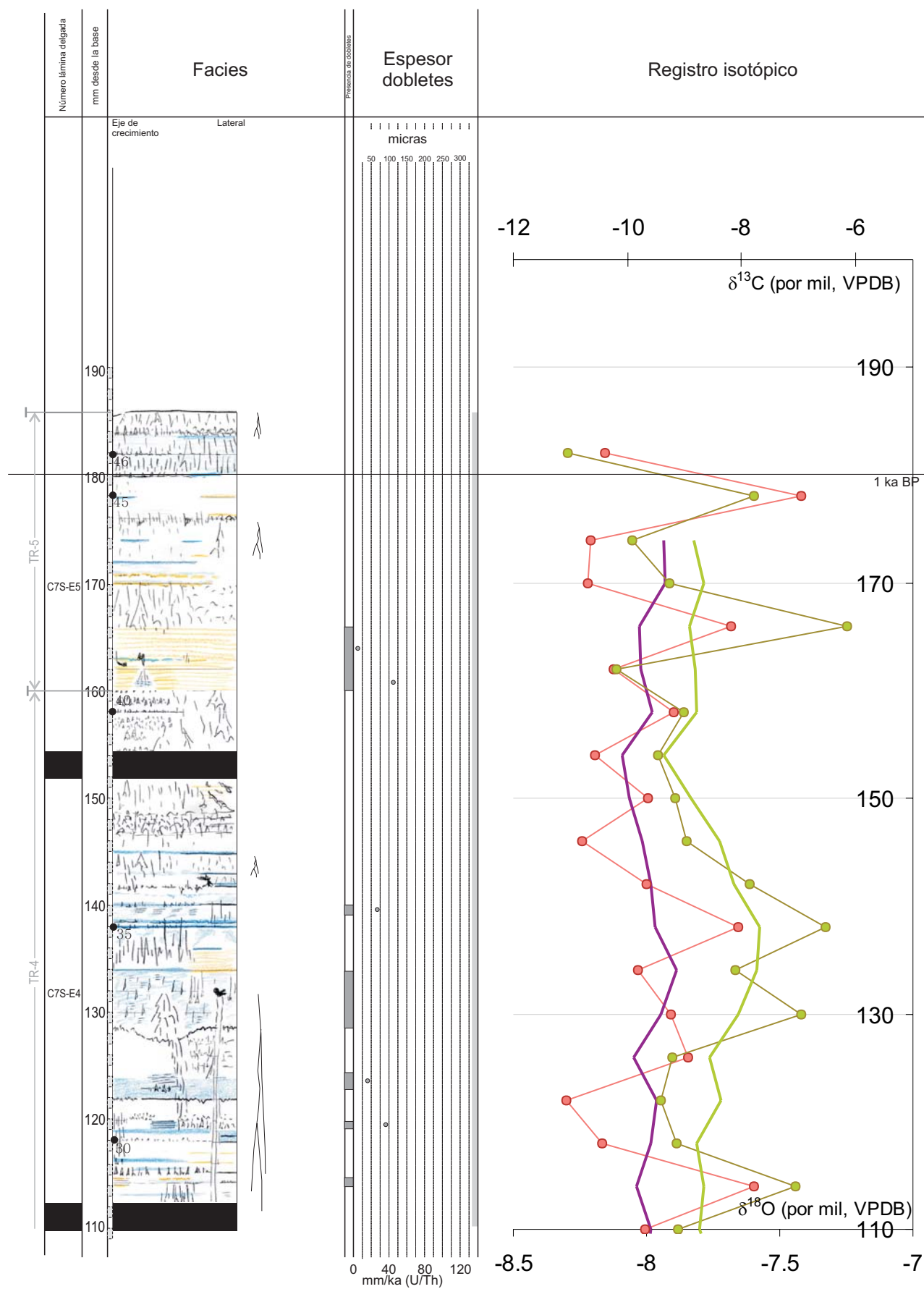
Tramo 4. Alternancia de láminas continuas y definidas transparentes, nebulosas y oquerosas. Corresponde a los mm 107-160. Las láminas son de espesor variable pero claramente diferenciables unas de otras y podrían corresponder con breves interrupciones en el crecimiento. Un ejemplo muy claro es la banda nubosa que ocupa los mm 128-134. En ella se origina un largo túnel casi vertical de más de 30 mm de longitud que pudo ser originado por un episodio de disolución. En varios lugares quedan restos de dobletes de posible origen anual. El paquete acaba a techo con una banda de 11 mm de espesor formada por calcita transparente con poros triangulares y verticales conectado. Todo el tramo se correlaciona con parte del primer hiato de C7. Según el modelo de edad, corresponde al periodo de tiempo entre 1500 y 1150 años BP (450-800 d.C.).

Tramo 5. Calcita laminada de aspecto muy variable. La zona axial presenta laminaciones de distinto tipo (marrones, inclusiones alargadas, nebulosas) que tienden a desaparecer hacia los laterales de la estalagmita. El tramo 5.1 consiste en un paquete de dobletes marrones de 6 mm de espesor (mm 160-166; 800-850 d.C.). El tramo 5.2 está formado principalmente por 14 mm de calcita transparente con restos de laminación variable (mm 166-180; 850-950 d.C.). El tramo 5.3 consiste en tres tramos similares de calcita transparente con inclusiones alargadas que se transforman en nebulosas hacia el lateral de la estalagmita (mm 180-186; 950-1000 d.C.). La superficie actual presenta inclusiones alargadas y posibles túneles de disolución de pequeña entidad.

Columna microestratigráfica de C7S



Columna microestratigráfica de C7S
Cont. (2/2)



4.6. ESTALAGMITA C8

4.6.1. Descripción

Estalagmita de forma ligeramente cónica de aproximadamente 68 cm de longitud y 15 de diámetro en la base, recogida a 62,8 m sobre el nivel de base bajo un goteo activo (figura 4.C8.1).

La superficie externa es bastante regular, lisa y suave. El ápice es muy convexo.

El interior de la estalagmita C8 es translúcido y de colores ocre y marrón. Está formado por cristales milimétricos y centimétricos de calcita. Se consolidó la loncha de referencia con una capa de resina (figura 4.C8.2).

A nivel macroscópico C8 presenta un aspecto laminado, con bandas claras y oscuras alternantes de escala centimétrica. Algunas de ellas, como las situadas en el centímetro 40, 45 y 55, podrían corresponder a interrupciones en el crecimiento.

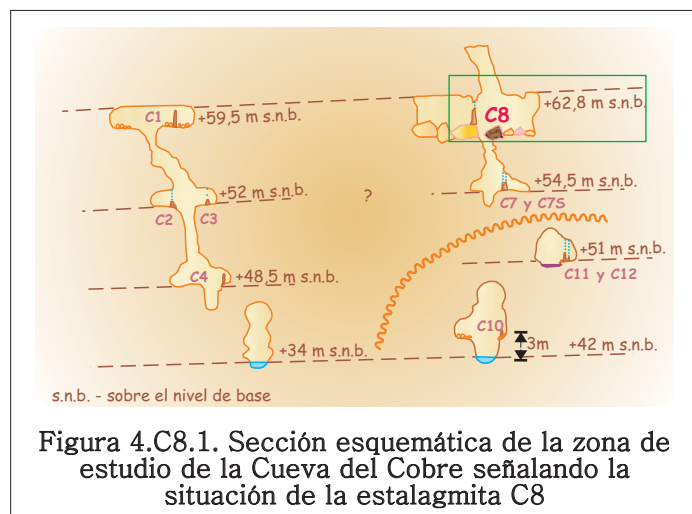


Figura 4.C8.1. Sección esquemática de la zona de estudio de la Cueva del Cobre señalando la situación de la estalagmita C8

De C8 se han realizado:

- Estudio petrográfico de 34 láminas delgadas
- 3 análisis de la composición mineralógica por difracción de rayos X (muestras RX).
- 11 dataciones por el método U-Th
- 25 análisis de isótopos estables para comprobar el equilibrio isotópico
- una serie de 67 análisis de isótopos estables de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento.

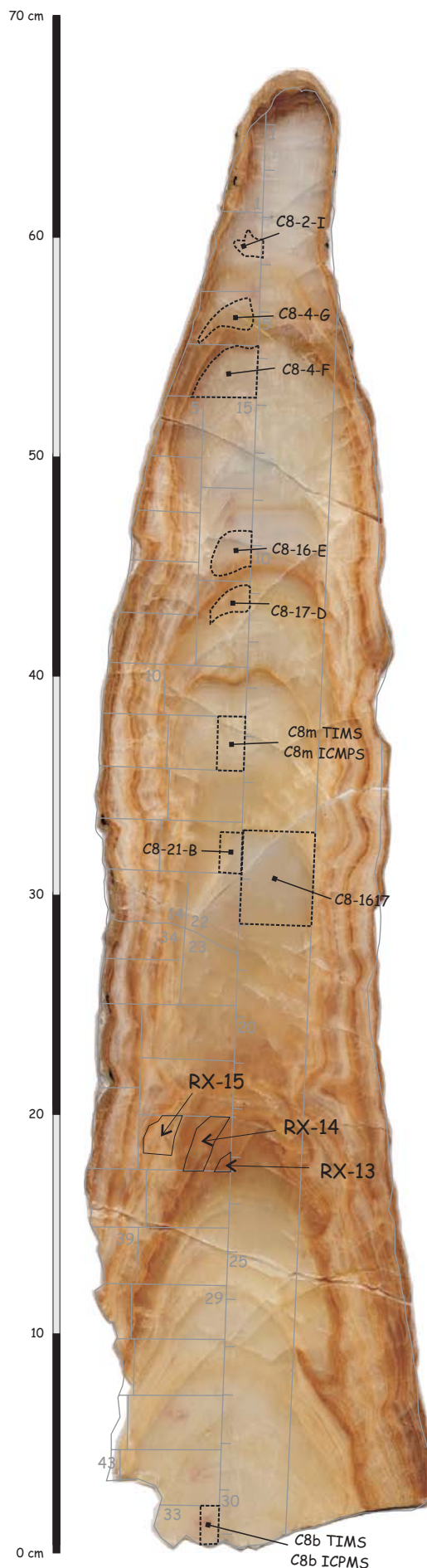


Figura 4.C8.2. Loncha de referencia de C8 y situación de las láminas delgadas, las muestras de rayos X y las dataciones de U-Th.

4.6.2. Edad y tasa de crecimiento

En la tabla de la figura 4.C8.3 se muestran los resultados de las dataciones realizadas en la estalagmita C8. Como se puede ver en la tabla, ninguna de las muestras tomadas para datar contiene contaminación por torio inicial ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} > 20$) y la relación $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ está en todos los casos en torno a 1 – 1,5, el valor típico de las aguas meteóricas. La base y la mitad de la estalagmita se han datado por duplicado, utilizando en cada caso TIMS e ICPMS. Para ello se tomó una muestra de unos 8–9g, se machacó y se dividió en dos submuestras prácticamente homogéneas, preparándose por separado. Las dos muestras basales de la estalagmita (C8b TIMS y C8b ICP) coinciden en la edad calculada dentro de los márgenes de error ($103,4 \pm 1,1$ y $105,0 \pm 1,3$ años BP). C8m TIMS no pudo ser analizada por lo que no se ha podido comprobar la coincidencia con C8m ICP. La edad obtenida para la muestra C8–21–B es muy diferente de todas las demás y tiene, además, un rango de error muy grande, por lo que pensamos que pudo haber algún problema durante el análisis en el espectrómetro y desecharemos ese dato. En el caso de C8–17–D (101 ± 37 ka BP) no se obtuvieron los suficientes datos para minimizar el error.

Muestra	mm desde la base	Téc. medición	Peso muestra (g)	U-ms (ppm)	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	(años BP)	+/-	Porcentaje recuperación
C8-2-I	626	TIMS	4,5357	0,125	667,2	0,6487	1,1438	110118	2168	
C8-4-G	561	TIMS	3,5572	0,1001	255,26	0,6803	1,0631	121487	4307	
C8-4-F	540	TIMS	3,4518	X	X	X	X	X	X	
C8-16-E	460	TIMS	4,4582	0,1364	1542	0,671	1,1157	117517	1800	
C8-17-D	444	TIMS	3,9963	0,1373	1367,4	0,6184	1,1693	101480	37724	
C8m TIMS	372	TIMS	7,2072	X	X	X	X	X	X	
C8m ICP	372	ICPMS	3,9815	0,116	1173,044	0,6513	1,0487	113208	952	
C8-21-B	323	TIMS	3,2227	0,1449	2082,64	0,95	1,0844	285996	19176	
C8-1617	315	ALFA	23,2	0,1531	214,2953	0,6979	1,1114	129854	12501	U-79%, Th-49%
C8b TIMS	16	TIMS	6,5574	0,0926	482,3689	0,6215	1,0822	103362	1112	
C8b ICP	16	ICPMS	3,838	0,0959	720,465	0,6253	1,0792	104960	1286	

Figura 4.C8.3. Resultados de las dataciones realizadas en la estalagmita C8.

Las edades obtenidas varían entre 130 y 101 ka BP pero no están en orden estratigráfico. Las edades duplicadas de la base ($103,4$ y $104,9$ ka BP) son más modernas que las superiores (130 ka BP, 113 y 117 ka BP). Usaremos como primera aproximación las muestras que dan valores $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ más altos y similares entre sí. Por lo tanto, en principio utilizaremos las muestras C8–1617 ($129,9 \pm 12,5$ ka BP), C8–16–E ($117,5 \pm 1,8$ ka BP) y C8–2–I ($110,1 \pm 2,2$ ka BP).

En la figura 4.C8.4 se muestra la correlación gráfica de la situación y las edades radiométricas de C8 elegidas según los criterios anteriores. Por extrapolación de la tasa de crecimiento, se deduce que C8 creció entre $138,0$ y $108,2$ ka BP de manera más o menos continua, con probables interrupciones en el crecimiento de poca duración. Según esta estimación, la estalagmita pudo crecer a una tasa neta continua de ~ 22 mm/ka.

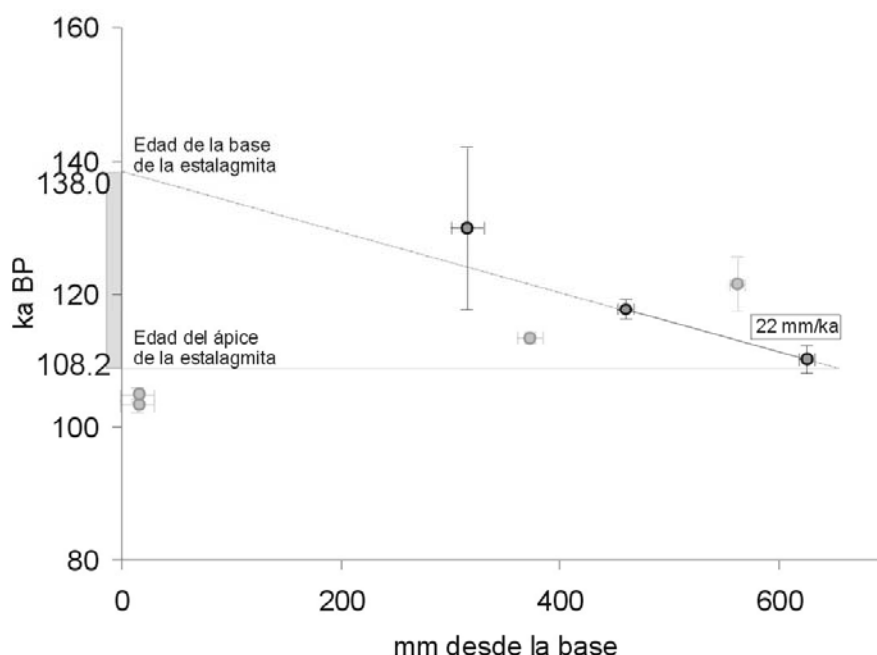


Figura 4.C8.4. Correlación gráfica de las edades de U-Th de la estalagmita C8. La tasa de crecimiento se ha calculado por interpolación lineal simple entre las edades elegidas según los criterios expuestos en el texto (círculos oscuros).

4.6.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento

La figura 4.C8.5 muestra las pruebas realizadas para deducir si la calcita de C8 precipitó en equilibrio isotópico. En el gráfico superior no se observa covariación entre los isótopos de oxígeno y carbono en ninguna de las dos láminas de crecimiento muestreadas, mientras que el valor isotópico de oxígeno se mantiene constante a lo largo de cada una de ellas (gráfico central). En este caso se cumplen totalmente las condiciones de equilibrio isotópico propuestas por Hendy (1971).

En la gráfica inferior no se observa ninguna covariación entre los valores isotópicos de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento ($r^2=0,10$), lo que permite desestimar la presencia de procesos evaporativos durante la precipitación de la calcita.

Por lo tanto, en el caso de C8, el equilibrio isotópico parece asegurado durante la precipitación de calcita.

4.6.4. Registro de isótopos estables

Las muestras para isótopos estables se han tomado cada 10 mm a lo largo del eje de crecimiento. Según la tasa de crecimiento calculada, este muestreo aporta un dato isotópico cada ~450 años.

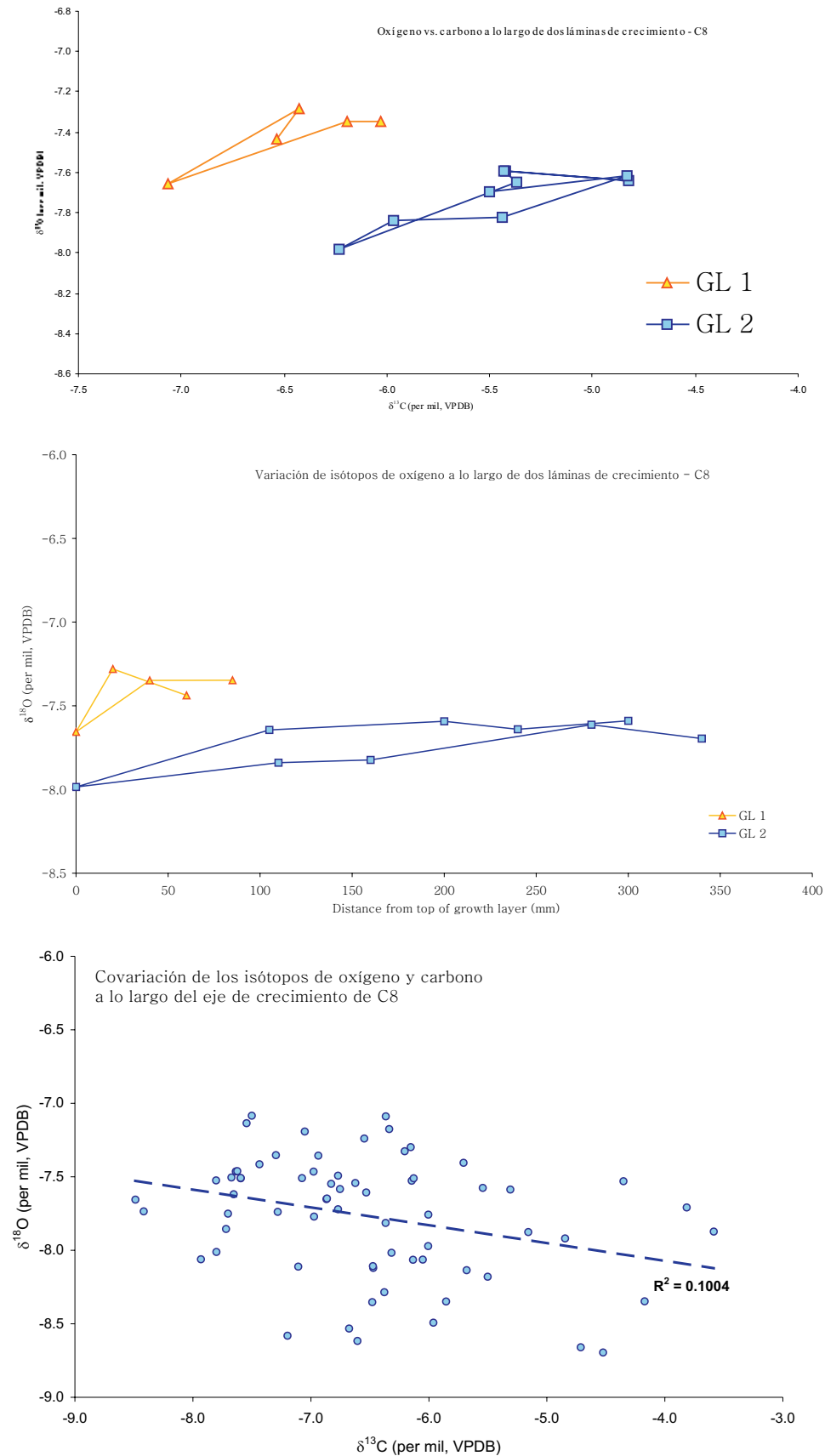


Figura 4.C8.5.- Resultados de las pruebas de equilibrio isotópico en C8. Las dos gráficas superiores corresponden a las pruebas de Hendy (1971) y el inferior al estudio de la covariación entre los isótopos de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento.

En la figura 4.C8.6 se muestran los resultados isotópicos a lo largo del eje de crecimiento. La variabilidad de los isótopos de carbono es mucho mayor ($\sim 4,5\%$) que la de oxígeno (menos de 2%). El registro isotópico de oxígeno presenta su valor máximo alrededor del mm 100 seguido de una tendencia relativamente continua hacia valores más ligeros. En cambio el registro isotópico del carbono presenta una variabilidad de más de 2% en los primeros centímetros de la estalagmita y un el valor mínimo alrededor del mm 230. A partir de ahí el registro presenta una tendencia muy clara hacia valores más pesados.

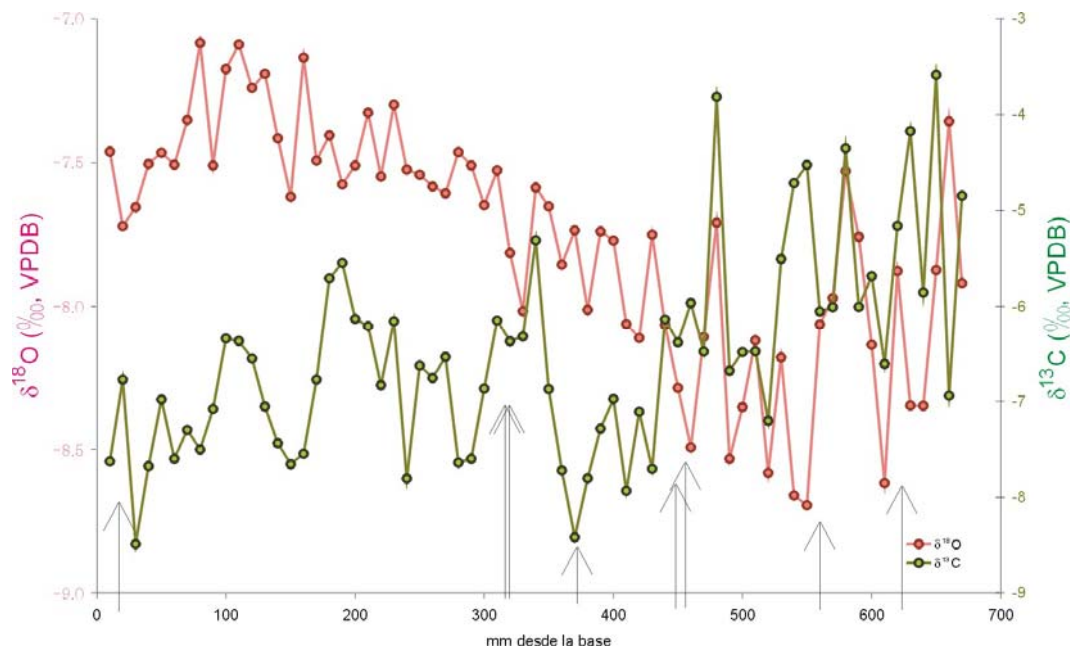
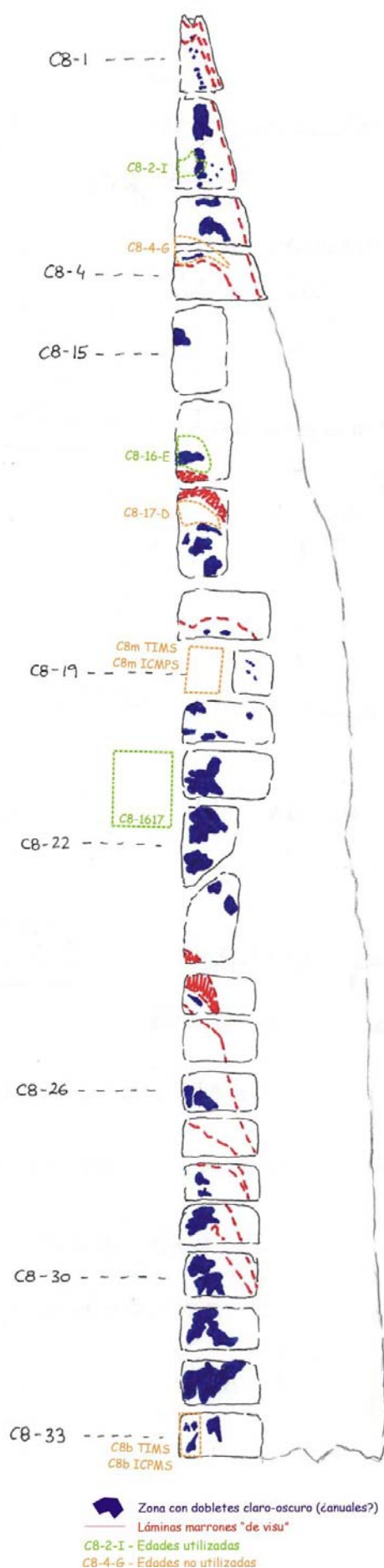


Figura 4.C8.6. Registro de isótopos estables de oxígeno y carbono de la estalagmita C8 frente a la posición estratigráfica relativa de las muestras (milímetros desde la base). Las flechas indican las edades de U-Th.

4.6.5. Composición mineralógica

El aspecto bandeadado de esta estalagmita, que alterna bandas transparentes y oscuras, es muy llamativo. Las láminas oscuras aparecen formadas por láminas marrones (véase la descripción de los tipos de calcita en el capítulo 2) al microscopio petrográfico pero no ha sido posible determinar qué les confiere a estas láminas marrones ese característico color. Para comprobar si el color oscuro se debía a partículas de arcilla atrapadas por la calcita se realizaron tres análisis de la mineralogía por difracción de rayos X sobre muestras claras y oscuras. Todas las muestras resultaron ser calcita pura dentro del límite de detección de este método.



4.6.6. Mapa de láminas de tipo doblete

La presencia dispersa de dobletes resulta muy llamativa en esta estalagmita por lo que realicé un esquema de la sección longitudinal de C8 situando sobre ella los puntos en los que se observan dobletes y láminas marrones *de visu*. La presencia de dobletes es discontinua y normalmente no se encuentran en la zona axial de la estalagmita sino un poco desplazados hacia el lateral. Se han representado también las edades obtenidas en esta estalagmita para poder comparar su situación con la presencia de dobletes.

Figura 4.C8.7. Esquema de la sección de la estalagmita C8. Se indica la situación de dobletes de tipo claro-oscuro y las láminas marrones reconocibles *de visu*.

30 cm

20

10

0 cm

4.7. ESTALAGMITA C10

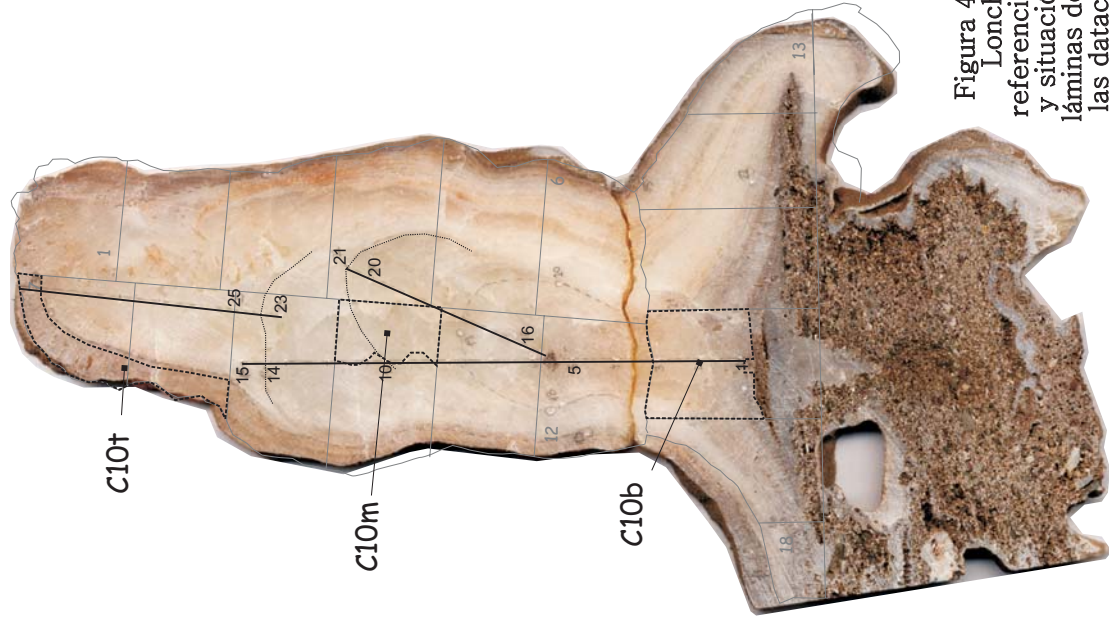


Figura 4.C10.2.
Loncha de
referencia de C10
y situación de las
láminas delgadas y
las dataciones de
U-Th

4.7.1. Descripción

Estalagmita más o menos cilíndrica de aproximadamente 26 cm de longitud y 12 de diámetro en la base, recogida rota a 42 m sobre el nivel de base (figura 4.C8.1). El aspecto externo es bastante regular. El ápice es plano o ligeramente convexo y muy rugoso (figura 4.C8.2).

El interior de la estalagmita C10 es de color lechoso. En general, está formada por cristales milimétricos de calcita pero presenta también abanicos fibrosos.

A simple vista C10 parece haber tenido un crecimiento complejo con distintos cambios en la orientación del eje mayor. Se observa un cambio de transparencia importante en el centímetro superior que podría corresponder a un hiato.

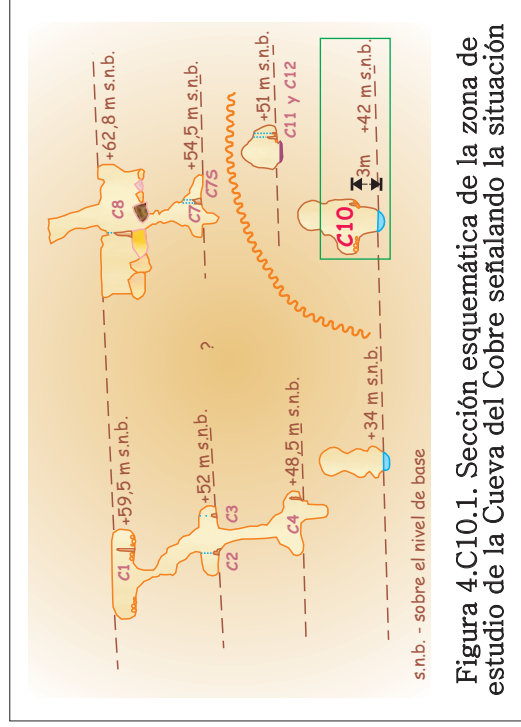


Figura 4.C10.1. Sección esquemática de la zona de estudio de la Cueva del Cobre señalando la situación

De C10 se ha realizado:

- Estudio petrográfico de 7 láminas delgadas
- 4 dataciones por el método Th/ U
- 17 análisis de isótopos estables para comprobar el equilibrio isotópico
- una serie de 30 análisis de isótopos estables de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento.

4.7.2. Edad y tasa de crecimiento

En la figura 4.C10.3 se muestran los resultados de las dataciones realizadas en la estalagmita C10. El contenido en uranio total obtenido por espectrometría de masas (0,62–0,78 ppm) es relativamente alto en comparación con las otras estalagmitas estudiadas. Las dataciones obtenidas no contienen contaminación por torio inicial ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} < 20$) y su relación $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ está en torno a 1 – 1,5, el valor típico de las aguas meteóricas. Aunque la base de la estalagmita se ha datado por duplicado utilizando TIMS e ICPMS, sólo ha sido posible obtener un dato válido de edad. Tampoco fue posible obtener un resultado de la muestra superior de C10. Por lo tanto, contamos con sólo dos edades para esta estalagmita (8,0 y 9,2 ka BP) y desafortunadamente no están en orden estratigráfico aunque los rangos de error llegan a solapar.

El alto contenido en uranio total respecto a la otra muestra hace sospechar que C10m haya podido sufrir una contaminación por uranio.

Muestra	mm desde la base	Téc. medición	Peso muestra (g)	U-ms (ppm)	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	Edad (años BP)	+/-
C10t	176	TIMS	3,75	X	X	X	X	X	X
C10m	84	TIMS	5,37	0,78	923,5188	0,0820	1,1861	9271	1348
C10b TIMS	14	TIMS	5,11	X	X	X	X	X	X
C10b ICP	14	ICPMS	2,62	0,62	113,6280	0,0716	1,1664	8066	105

Figura 4.C10.3. Resultados de las dataciones de U–Th realizadas en la estalagmita C10.

4.7.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento

La figura 4.C10.4 muestra las pruebas realizadas para deducir si la calcita de C10 precipitó en equilibrio isotópico. En el gráfico superior no se observa covariación entre los isótopos de oxígeno y carbono en las dos láminas de crecimiento muestreadas mientras que el valor isotópico de oxígeno se mantiene relativamente constante a lo largo de cada una de ellas durante muchos centímetros (gráfico central). En este caso se cumplen totalmente las condiciones de equilibrio isotópico propuestas por Hendy (1971).

En la gráfica inferior no se observa ninguna covariación entre los valores isotópicos de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento ($r^2=0,02$) lo que permite desestimar la presencia de procesos evaporativos durante la precipitación de la calcita.

Por lo tanto, en el caso de C10, el equilibrio isotópico parece asegurado durante la precipitación de calcita.

4.7.4. Registro de isótopos estables

El crecimiento de C10 parece haber sido muy complejo. Se han tomado muestras para isótopos estables cada 10 mm a lo largo de tres ejes de

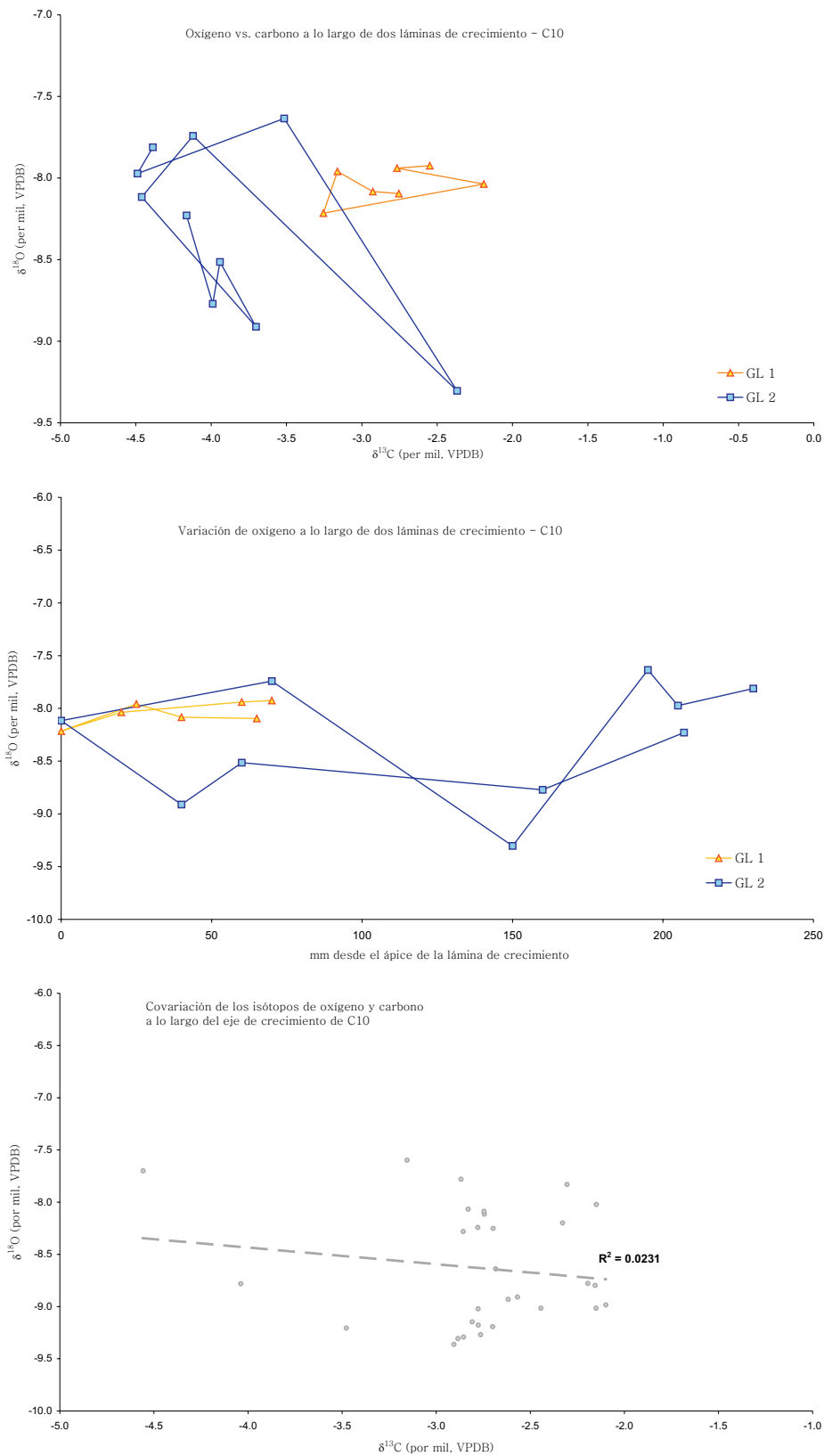


Figura 4.C10.4.- Resultados de las pruebas de equilibrio isotópico en C10. Las dos gráficas superiores corresponden a las pruebas de Hendy (1971) y el inferior al estudio de la covariación entre los isótopos de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento.

crecimiento. En la figura 4.C10.6 se muestran los resultados isotópicos. Ésta es la única estalagmita en la que la variabilidad de los isótopos de carbono y de oxígeno es similar. El registro isotópico de oxígeno presenta un máximo alrededor del mm 60 seguido de una morfología cóncava, con un mínimo hacia el mm 120 y tendencia hacia valores más positivos a partir de ese punto. El registro isotópico de carbono, sin embargo, presenta una pendiente cercana a cero hasta el mm 90 aproximadamente y una tendencia hacia valores más ligeros a partir de ese punto.

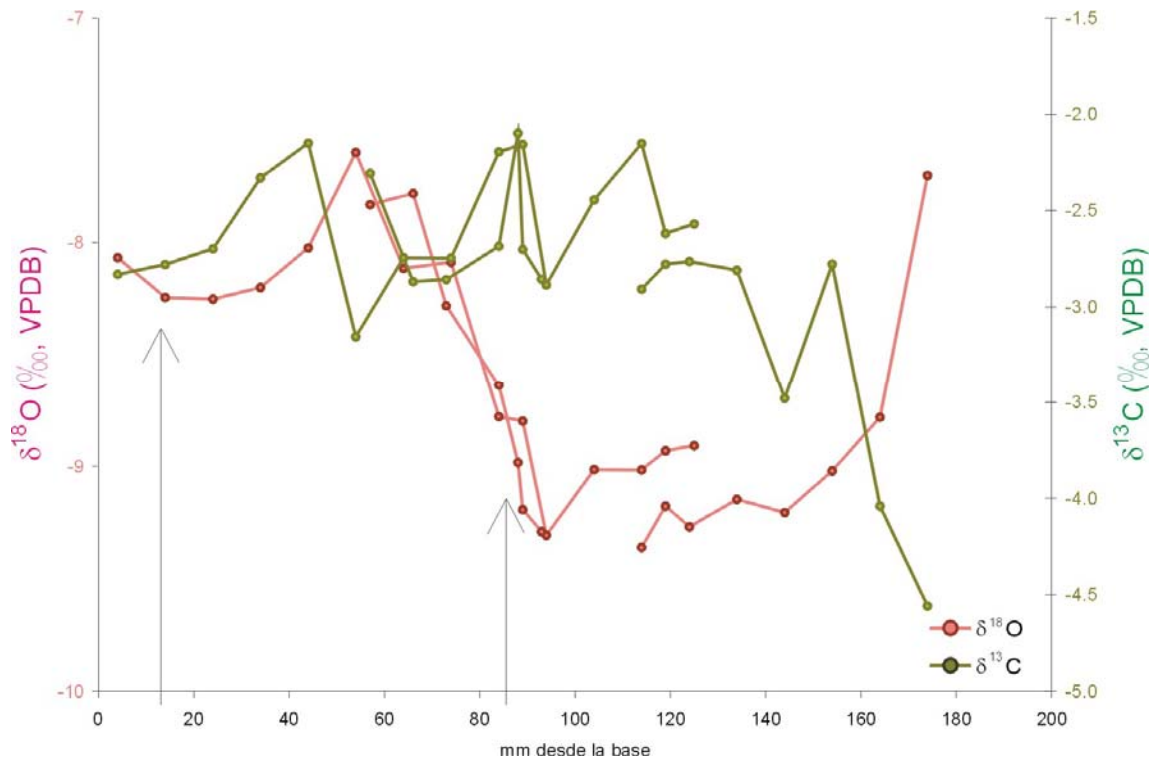
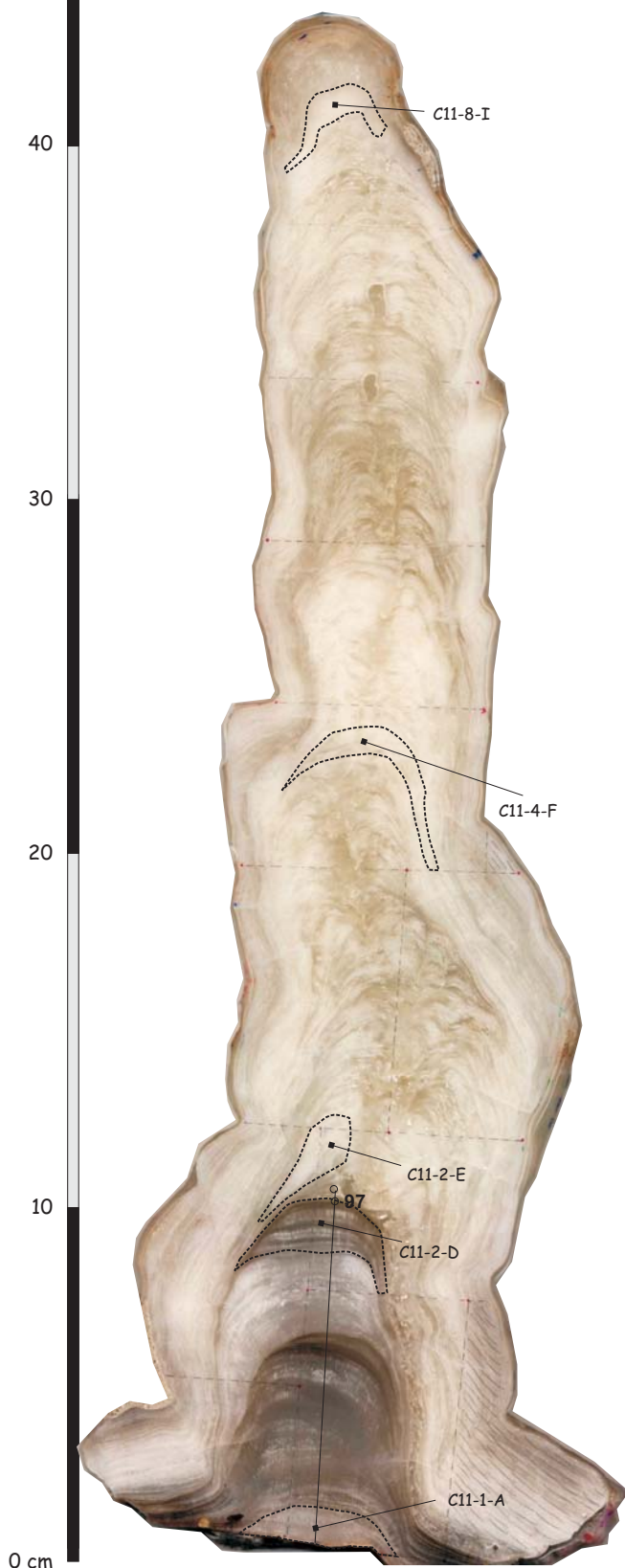


Figura 4.C10.5. Registro de isótopos estables de oxígeno y carbono de la estalagmita C10 frente a la posición estratigráfica relativa de las muestras (milímetros desde la base). Las flechas indican las edades de U-Th.

50 cm

4.8. ESTALAGMITA C11



0 cm

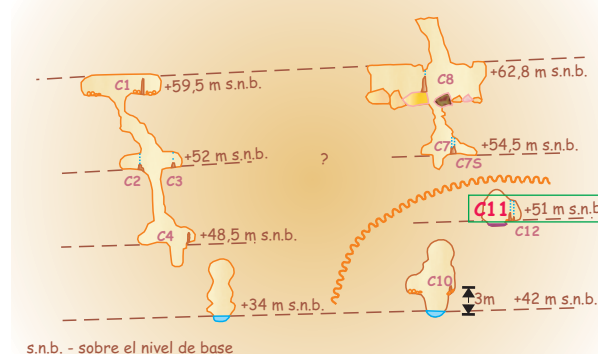


Figura 4.C11.1. Sección esquemática de la zona de estudio de la Cueva del Cobre señalando la situación de la estalagmita C11

4.8.1. Descripción

Estalagmita más o menos cónica, irregular, de aproximadamente 43 cm de longitud y 8 de diámetro en la base, recogida a 51 m sobre el nivel de base bajo un goteo activo. El ápice es convexo y muestra algunos poros milimétricos.

El interior de la estalagmita C11 alterna bandas transparentes con otras grises o blancas de aspecto lechoso de varios centímetros de espesor. Se puede observar una cavidad alargada hacia el eje de la estalagmita que parece un tubo de disolución que “desagua” por la parte inferior derecha de la fotografía. La estalagmita está formada en su mayoría por cristales milimétricos de calcita.

A nivel macroscópico, C11 se puede dividir en al menos tres episodios de crecimiento. Los 10 cm inferiores parecen estar formados por dos episodios de crecimiento más antiguos separados entre sí por láminas transparentes y oscuras y los 30 cm superiores parecen haber crecido de manera más o menos continua.

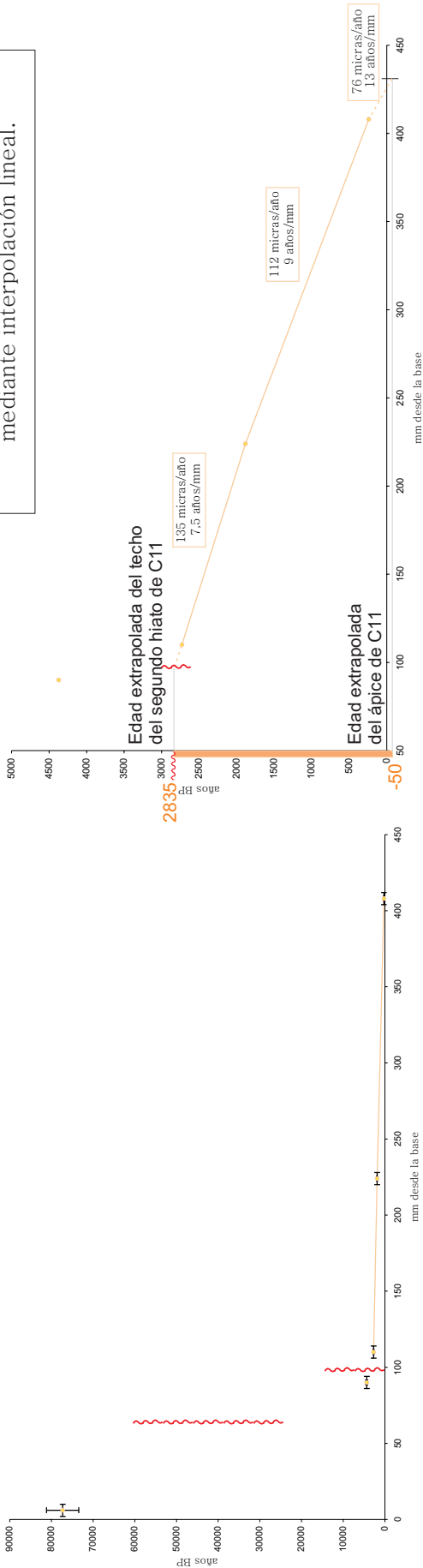
De C11 se han realizado:

- 11 láminas delgadas de aprox. 4x8 cm
- 5 dataciones por el método U-Th
- una serie de 158 análisis de isótopos estables de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento.

Figura 4.C11.2. Loncha de referencia de C11 y situación de las láminas delgadas y las dataciones de U-Th.

Muestra	mm desde la base	Téc. medición	Peso muestra (g)	U-ms (ppm)	²³⁰ Th/ ²³² Th	²³⁰ Th/ ²³⁴ U	²³⁴ U/ ²³⁸ U	Edad (años BP)	+/-
C11-8-I	408	TMS	3.54	0.47	20.73	0.0024	1.3674	239	57
C11-4-F	224	TMS	4.62	0.50	210.96	0.0173	1.3719	1884	559
C11-2-E	110	TMS	4.21	0.44	266.32	0.0249	1.4342	2731	207
C11-2-D	90	TMS	4.14	0.38	322.75	0.0396	1.3847	4372	154
C11-1-A	6	TMS	3.59	0.41	1437.40	0.5222	1.3410	77310	6263

Figura 4.C11.3.- Resultados de las dataciones realizadas en la estalagmita C11. Correlación gráfica, cronología y tasas de crecimiento de C11 obtenidas mediante interpolación lineal.



4.8.2. Edad y tasa de crecimiento

En la tabla de la figura 4.C11.3 se muestran los resultados de las dataciones realizadas en la estalagmita C11. El contenido de uranio total se sitúa entre 0,37 y 0,50 ppm, unos valores relativamente homogéneos. Sólo la muestra superior está cerca de contener una cantidad relevante de torio inicial ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ cerca de 20) pero como el valor es algo mayor, no se ha realizado ningún tipo de corrección. La relación $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ está en todos los casos en torno a 1 – 1,5, el valor típico de las aguas meteóricas.

Las edades obtenidas varían entre 77 ka y 0,2 ka BP y están en orden estratigráfico.

En la gráfica inferior de la figura 4.C11.3 se pueden ver las edades obtenidas en C11 junto con su situación estratigráfica. La edad basal es 77 ka BP mientras que el segundo hiato (mm 97) está datado entre $4,4 \pm 0,1$ y $2,7 \pm 0,2$ ka BP, es decir, tiene una duración de 1700 años aproximadamente. Por encima del segundo hiato el crecimiento de la estalagmita parece más o menos continuo hasta el momento del muestreo. Según esto se han calculado las tasas de crecimiento que se pueden ver en la figura 4.C11.3 que disminuyen desde base hacia techo desde 135 mm/ka – 112 mm/ka y 76mm/ka.

4.8.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento

La figura 4.C11.4 muestra una covariación muy baja entre los valores isotópicos de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento ($r^2=0,29$) lo que permite asumir la ausencia de procesos evaporativos durante la precipitación de la calcita.

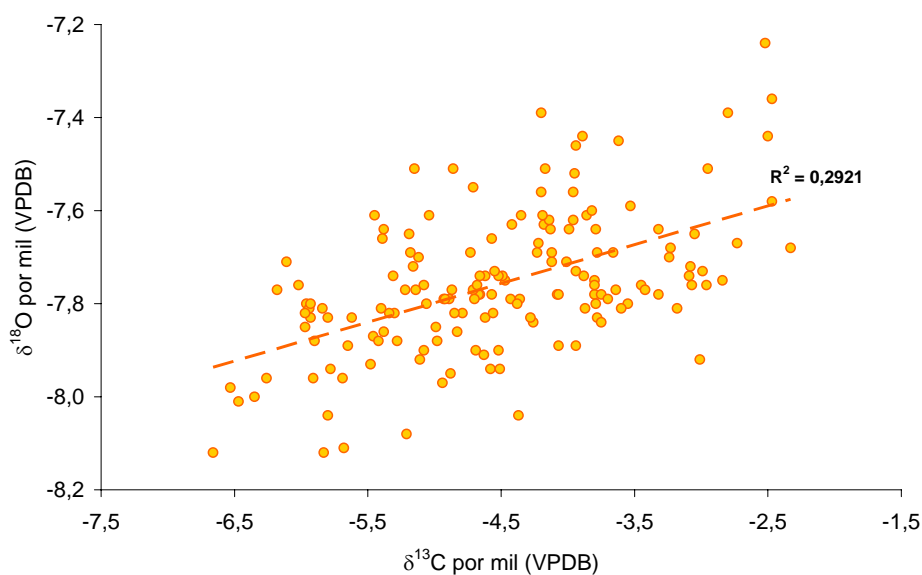


Figura 4.C11.4. Covariación de la composición isotópica de carbono y oxígeno a lo largo del eje de crecimiento de C11. Se muestra la regresión lineal así como el coeficiente de ajuste.

Por lo tanto, en el caso de C11 y dado que en las demás estalagmitas estudiadas han cumplido los requisitos, el equilibrio isotópico se puede asumir.

4.8.4. Registro de isótopos estables

Las muestras para isótopos estables se han tomado cada 2 mm a lo largo del eje de crecimiento. Según las tasas de crecimiento deducidas para C11, este muestreo aporta un dato isotópico cada ~15 años en la parte inferior de la estalagmita, ~18 años en la central y ~25 años en la superior. La edad de cada uno de estos puntos se ha interpolado linealmente entre las dataciones obtenidas según el apartado anterior.

En la figura 4.C11.5 se muestran los resultados isotópicos a lo largo del eje de crecimiento. La variabilidad de los isótopos de carbono es mucho mayor (4,5‰) que la de los de oxígeno (0,9‰). Ambos registros presentan sus valores mínimos hacia el mm 240 y un mínimo secundario alrededor del mm 350.

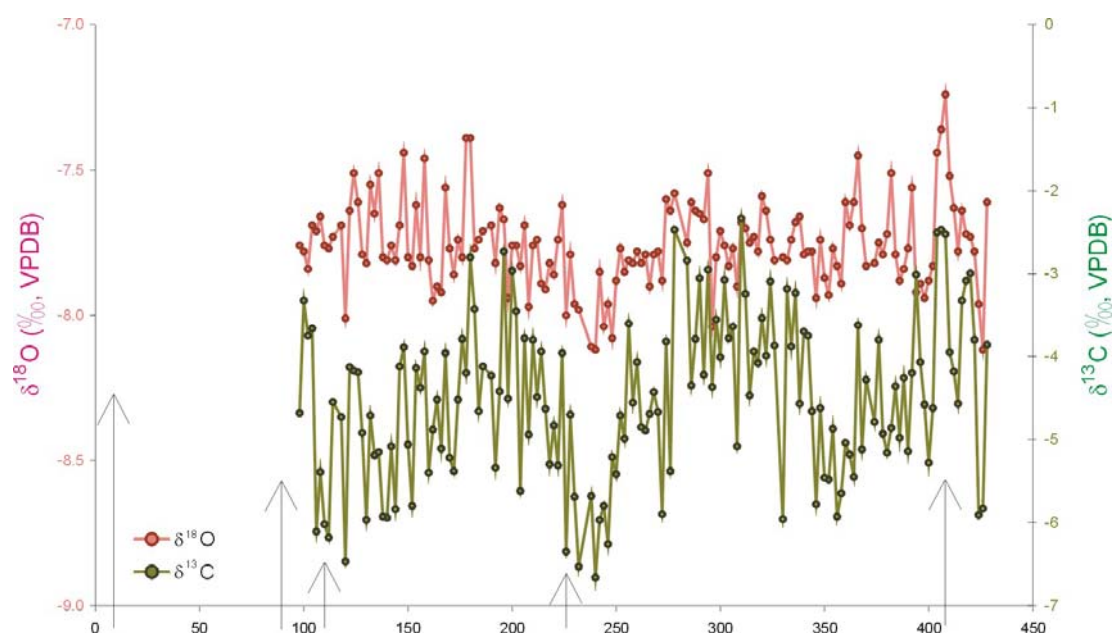


Figura 4.C11.5. Registro de isótopos estables de oxígeno y carbono de la estalagmita C11 frente a la posición estratigráfica relativa de las muestras (milímetros desde la base). Las flechas indican las edades de U-Th.

4.9. ESTALAGMITA C12

4.9.1. Descripción

Estalagmita cilíndrica de aproximadamente 17 cm de longitud y 7 de diámetro recogida a 51 m sobre el nivel de base bajo un goteo activo (figura 4.C12.1). El aspecto externo es bastante regular. El ápice es convexo y suave.

En el interior, la estalagmita C12 está formada por bandas alternantes grisáceas y blancas de aspecto lechoso (figura 4.C12.2). Los cuatro centímetros superiores muestran un aspecto más oqueroso y menos compacto que el resto. Presenta una depresión central, similar a un tubo de disolución, que no es tan continuo como el de C11. Está formada por cristales milimétricos de calcita de hábito fibroso que se abren en forma de abanico desde la zona axial hacia los laterales.

A simple vista C12 parece haber crecido de manera continua.

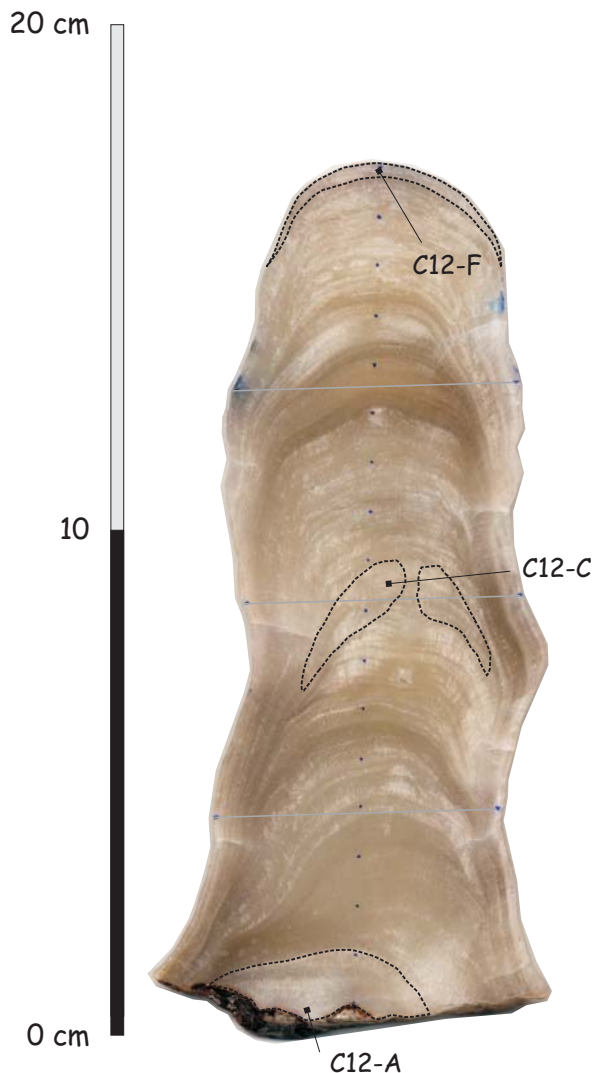


Figura 4.C12.2. Loncha de referencia de C12 y situación de las láminas delgadas y las dataciones de U-Th.

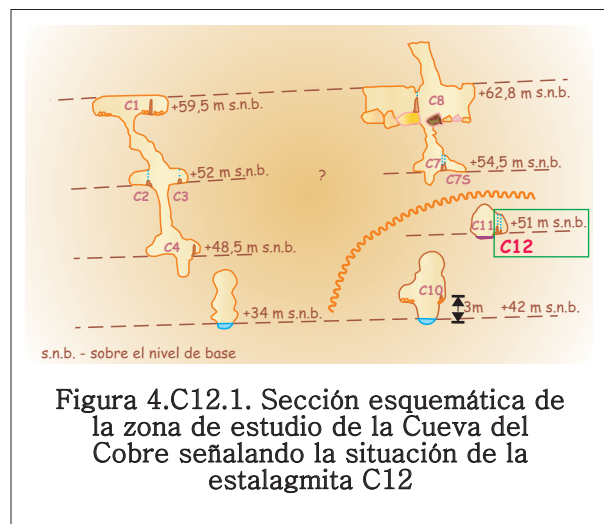


Figura 4.C12.1. Sección esquemática de la zona de estudio de la Cueva del Cobre señalando la situación de la estalagmita C12

De C12 se ha realizado:

- Estudio petrográfico de 4 láminas delgadas de aproximadamente 4x8 cm
- 3 dataciones por el método U-Th
- 8 análisis de isótopos estables para comprobar el equilibrio isotópico
- una serie de 85 análisis de isótopos estables de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento
- una columna microestratigráfica.

Muestra	mm desde la base	Téc. medición	Peso muestra (g)	U-ms (ppm)	²³⁰ Th/ ²³² Th	²³⁰ Th/ ²³⁴ U	²³⁴ U/ ²³⁸ U	Edad (años BP)	+/-
C12-F	170	TMS	3.99	0.34	69.07	0.0234	1.6686	2567	243
C12-C	84	TMS	3.19	0.46	296.44	0.0341	1.3514	3771	182
C12-A	6	TMS	4.85	0.40	187.38	0.0547	1.3405	6106	102

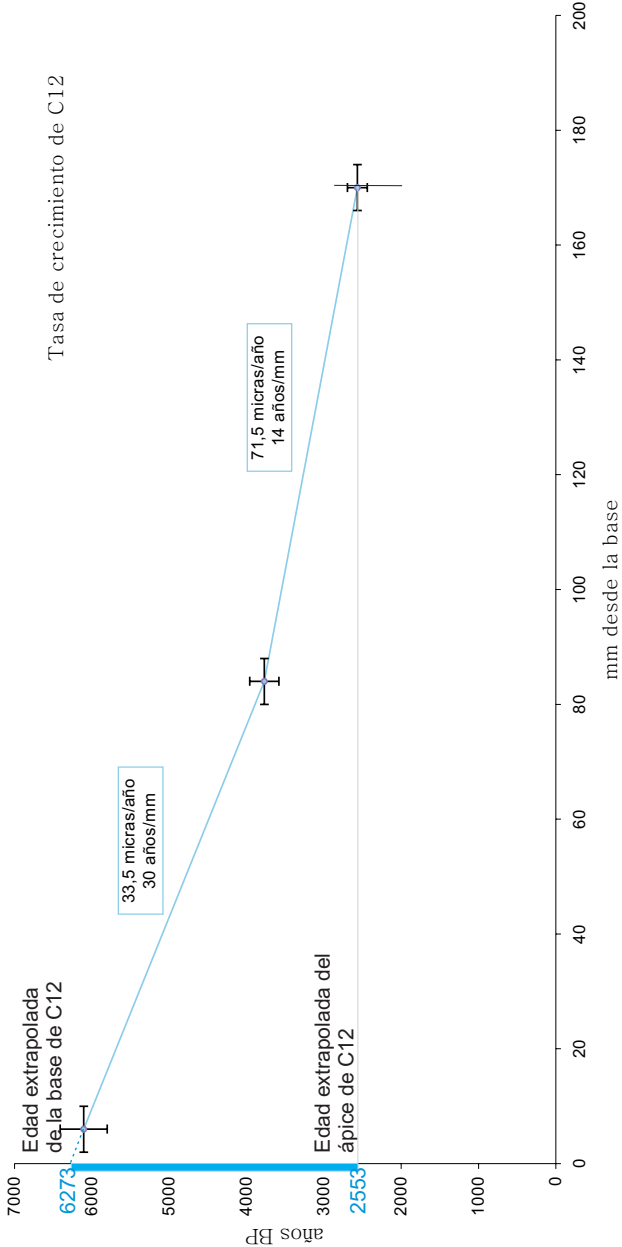


Figura 4.C12.3. - Resultados de las dataciones realizadas en la estalagmita C12. Correlación gráfica, cronología y tasas de crecimiento de C12 obtenidas mediante interpolación lineal..

4.9.2. Edad y tasa de crecimiento

En la tabla de la figura 4.C12.3 se muestran los resultados de las dataciones realizadas en la estalagmita C12. El contenido en uranio es constante alrededor de 0,4 ppm aunque tiene un rango de 0,12 ppm, bastante más amplio que otras estalagmitas de la misma cueva. Ninguna muestra contiene contaminación por torio inicial ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} < 20$) aunque en general el valor de esta relación en todas las muestras es bastante bajo. La relación $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ está en torno a 1 - 1,5 en las dos muestras inferiores, el valor típico de las aguas meteóricas y es algo mayor en la muestra apical, que además tiene el contenido de uranio total más alto.

Las edades obtenidas varían entre 6,1 y 2,5 ka BP. En la gráfica inferior de la figura 4.C12.3 se pueden ver las edades obtenidas en C12 junto con su posición estratigráfica. Por extrapolación se calcula que C12 comenzó a crecer en 6,3 ka BP con una tasa de crecimiento de 33,5 mm/ka y creció de manera relativamente continua hasta 2,5 ka BP con una tasa neta de crecimiento de 71,5 mm/ka.

4.9.3. Comprobación de la existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento

La figura 4.C12.4 muestra las pruebas realizadas para deducir si la calcita de C12 precipitó en equilibrio isotópico. En el gráfico superior se puede ver que en las dos láminas de crecimiento muestreadas no se observa covariación entre los isótopos de oxígeno y carbono, mientras que el valor isotópico de oxígeno se mantiene prácticamente constante a lo largo de cada una de ellas (gráfico inferior). En estos casos se cumplen totalmente las condiciones de equilibrio isotópico propuestas por Hendy (1971).

Por lo tanto, en el caso de C12, el equilibrio isotópico parece asegurado durante la precipitación de calcita.

4.9.4. Columna microestratigráfica

C12 se puede dividir en 3 tramos:

Tramo 1. Alternancia de bandas milimétricas de calcita transparente y espigada. Corresponde a los 63 mm basales de la estalagmita (entre 6,3 y 4,5 ka BP según nuestras dataciones). El tramo 1.1 está formado casi exclusivamente por calcita transparente (mm 0-13; 6,3-5,9 ka BP) en la que se pueden diferenciar algunas láminas de inclusiones. El tramo 1.2 es fundamentalmente espigado con alguna intercalación transparente y en ocasiones con dobletes (mm 24-26). Está definido entre los mm 13 y 47 que corresponden a 5,9 y 4,9 ka BP. El tramo 1.3 muestra más alternancia que los anteriores pero es más transparente hacia la base (mm 37-55; 4,9-4,7 ka BP) y más espigado en la parte superior (mm 55-63; 4,7-4,5 ka BP).

Tramo 2. Se trata de una alternancia de calcita transparente y nebulosa con trazas de láminas espigadas atravesada por poros triangulares milimétricos. Se sitúa entre los mm 63 y 96 (4,5 y 3,6 ka BP según el modelo de edad).

Presenta algunos dobletes de láminas nebulosas y una lámina oscura continua en el mm 67.

Tramo 3. Alternancia de bandas de calcita transparente y espigada (mm 96–172; 3,6–2,5 ka BP). El tramo 3.1 está formado fundamentalmente por finas láminas espigadas con algunas intercalaciones de transparentes mientras que en el tramo 3.2, las bandas de crecimiento son más anchas y abunda la calcita transparente más que la de otros tipos. El tramo 3.1 corresponde a los mm 96–144 (3,6–2,9 ka BP) y presenta una lámina oscura continua en el mm 102 y poros milimétricos rodeados de dobletes nebulosos entre los mm 113 y 119. Cerca de la parte superior se observa una lámina oquerosa de 3–4 mm de espesor. El tramo 3.2 también presenta poros macroscópicos, algunos de hasta 5 mm de longitud.

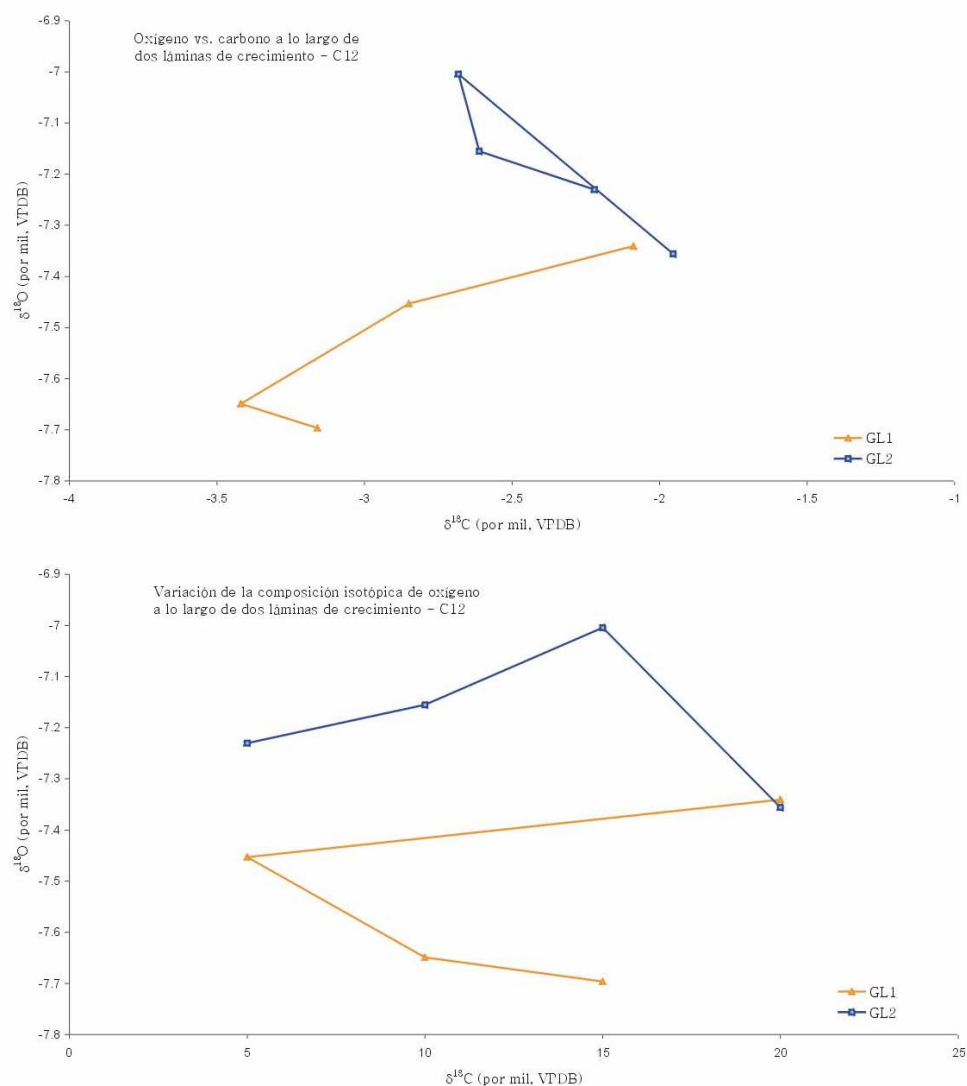
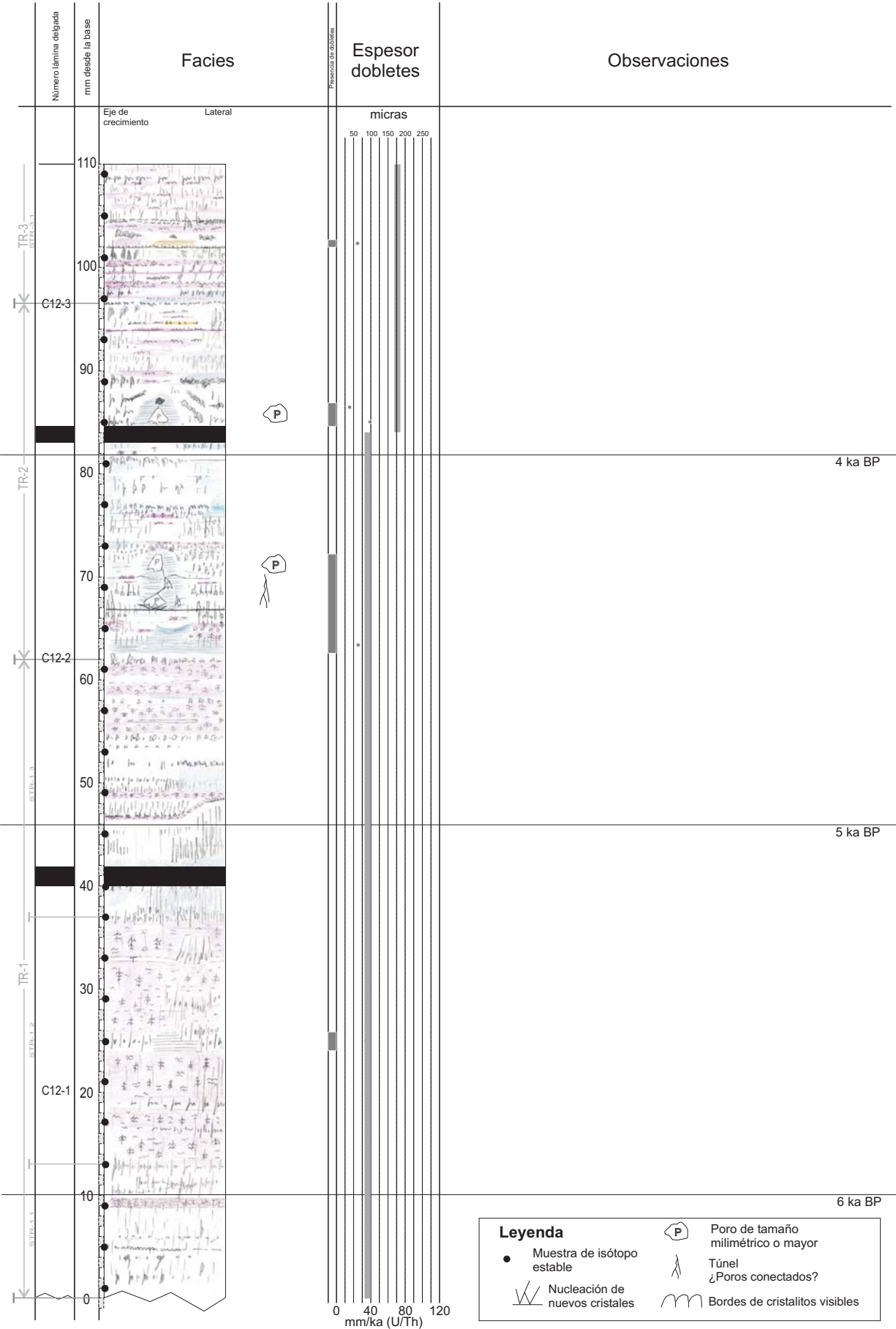
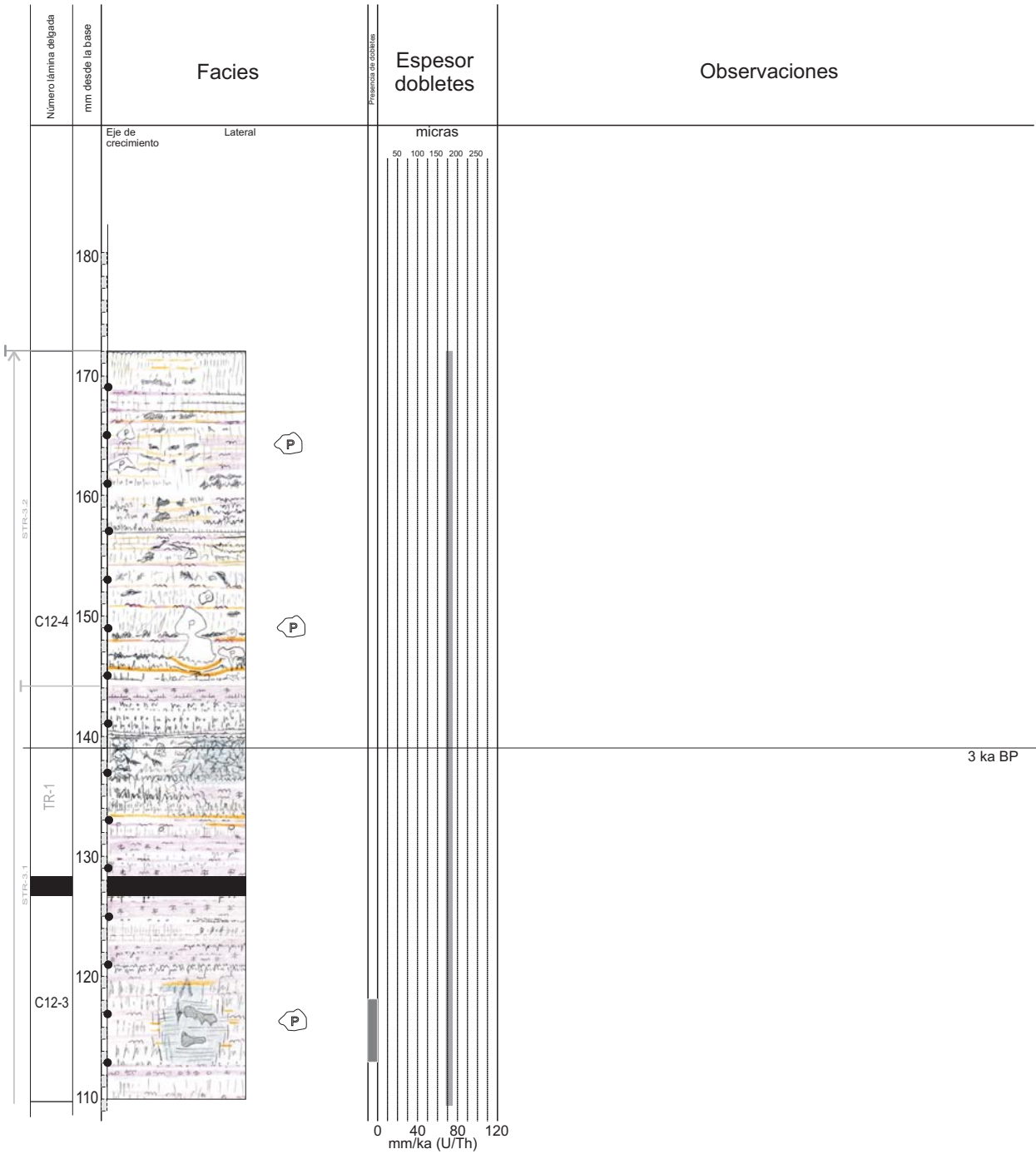


Figura 4.C12.4. Resultados de las pruebas de equilibrio isotópico en C12 (test de Hendy).

Columna microestratigráfica de C12



Columna microestratigráfica de C12
 Cont. (2/2)



CAPÍTULO V. TRATAMIENTO DE DATOS E INTERPRETACIÓN

5.1. DATAACIONES ANÓMALAS

- 5.1.1. Prueba geoquímica de uranio
- 5.1.2. Conclusiones sobre las dataciones anómalas

5.2. TASAS DE CRECIMIENTO

- 5.2.1. Metodología de estudio
- 5.2.2. Correlación de columnas pleistocenas: C1 y C4
- 5.2.3. Correlación de columnas holocenas: C7, C7S y C12
- 5.2.4. Tasas de crecimiento de estalagmitas pleistocenas
- 5.2.5. Tasas de crecimiento de estalagmitas holocenas
- 5.2.6. Conclusiones obtenidas a partir de las tasas de crecimiento

5.3. DISTRIBUCIÓN DE LAS EDADES DE CRECIMIENTO DE ESPELEOTEMAS

- 5.3.1. Distribución de edades de crecimiento de espeleotemas en la zona estudiada de la Cueva del Cobre
- 5.3.2. Retirada de los hielos. Inicio del Eemiense
- 5.3.3. Conclusiones sobre las edades de crecimiento de los espeleotemas

5.4. COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS ANALÍTICOS DE DOS ESTALAGMITAS SIAMESAS

- 5.4.1. Descripción de las estalagmitas
- 5.4.2. Tipos de calcita. Comparación de columnas microestratigráficas
- 5.4.3. Tasas de crecimiento
- 5.4.4. Espesor de dobletes
- 5.4.5. Comparación del sistema U-Th
- 5.4.6. Comparación de los registros isotópicos de oxígeno y carbono
 - Rango de variación*
 - Registros isotópicos de oxígeno*
 - Registros isotópicos de carbono*
- 5.4.7. Conclusiones obtenidas de la comparación de los resultados analíticos de dos estalagmitas siamesas

5.5. REGISTROS ISOTÓPICOS DE OXÍGENO

- 5.5.1. Registro holoceno (~5900 hasta -50 años BP)
 - Calibración*
 - Correlación de los registros contemporáneos*
 - Interpretación del registro*
- 5.5.2. Registro pleistoceno (~150-85 ka BP)
 - Calibración*
 - Correlación de los registros contemporáneos*
 - Interpretación del registro*
- 5.5.3. Conclusiones sobre los registros isotópicos de oxígeno

5.6. REGISTROS ISOTÓPICOS DE CARBONO

- 5.6.1. Relación de $\delta^{13}\text{C}$ con la vegetación
- 5.6.2. Interpretación de los registros
 - Presencia de CO_2 atmosférico*
 - Relación con la situación de las estalagmitas dentro de la cueva*
 - Consecuencias de esta observación*
- 5.6.3. Conclusiones sobre los registros isotópicos de carbono

5.7. CICLICIDAD DEL REGISTRO

- 5.7.1. Variaciones cíclicas en el registro microestratigráfico
- 5.7.2. Variaciones cíclicas en el registro isotópico
- 5.7.3. Resumen de las ciclicidades encontradas
- 5.7.4. Conclusiones sobre la ciclicidad de los registros

5.1. DATACIONES ANÓMALAS

En la enumeración de resultados del capítulo anterior llama la atención que algunas dataciones radiométricas no estén situadas en orden estratigráfico en las estalagmitas C1, C4 y C8.

Todas las edades absolutas obtenidas en estas estalagmitas corresponden al Pleistoceno Superior y ninguna de ellas presentaba ningún signo claro de alteración y/o recristalización.

Los valores de $^{238}\text{U}/^{234}\text{U}$ de todos estos análisis se sitúan en el rango $\sim 1-1,5$, el normal para las aguas meteóricas kársticas (ver capítulo IV). Por otro lado, ninguna de ellas presenta contaminación inicial por torio ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} < 20$; Ivanovich y Harmon, 1992). Sin embargo, a pesar de que la calcita no presenta ninguna característica anómala bajo el microscopio de luz transmitida y de que los resultados de los análisis isotópicos se encuentran dentro de los valores normales, es evidente que al menos alguna de las edades que no se encuentran en orden cronoestratigráfico debe haber sufrido algún tipo de alteración. Éste es un problema que se presenta con una cierta frecuencia al datar espeleotemas (por ejemplo, Frumkin *et al.*, 1999; Vaks *et al.*, 2003; Quinif y Maire, 2004; Muñoz-García *et al.*, 2004b).

5.1.1. Prueba geoquímica de uranio.

En algunos casos es sencillo deducir qué dataciones son correctas y cuáles no. En otros no es tan obvio. En este sentido, propongo aquí una sencilla comprobación geoquímica para discriminar entre edades “alteradas” e “inalteradas”. En el caso presente la prueba ha resultado útil y por ello propongo su utilización en el futuro. Consta de los siguientes pasos:

1. Identificación de las posibles dataciones anómalas.

Por ejemplo, la edad U-Th basal de la estalagmita C1 (C1b; $105,2 \pm 1,2$ ka BP) es notablemente más moderna que la edad obtenida en la submuestra superior C1-6-B ($136,6 \pm 3,0$ ka BP) y probablemente demasiado moderna para corresponderse con la edad de C1m ($103,1 \pm 1,7$ ka BP) que se halla situada ~ 40 cm por encima de la base. Las dos dataciones superiores, C1-22-D y C1x3, cuyos resultados coinciden dentro del rango de error ($90,2 \pm 1,3$ y $91,3 \pm 1,7$ ka BP, respectivamente), sí son coherentes con la sucesión cronoestratigráfica iniciada por las submuestras anteriores.

Por otro lado, las edades U-Th obtenidas en la estalagmita C4 siguen un orden estratigráfico correcto excepto las dos edades obtenidas en la base (C4b-TIMS y C4b-ICPMS). Por último, se han obtenido siete dataciones válidas en la estalagmita C8, (capítulo IV), todas ellas con resultados de espectrometría aceptables, pero no están en orden cronoestratigráfico. En este caso es subjetivo decidir *a priori* qué datos son los correctos.

2. Réplica de las dataciones anómalas.

Los resultados de todas las muestras replicadas, incluyendo los de las bases de las estalagmitas C4 y C8 que según el párrafo anterior parecen edades anómalas, coincidieron dentro de los rangos de error. Como se explicó en el capítulo 4, las muestras replicadas fueron tratadas por separado desde el mismo momento de la pesada, e incluso fueron analizadas en laboratorios diferentes y por dos métodos distintos de espectrometría de masas (Universidad de McMaster – TIMS y GEOTOP – ICPMS). Este hecho deja fuera de lugar la hipótesis de la contaminación artificial, ya sea por error humano o de laboratorio, y por lo tanto sugiere que las edades anómalas son resultado de una alteración natural del sistema U-Th.

Por ejemplo, las dos edades obtenidas en la base de C8 son coincidentes dentro del rango de error ($103,6 \pm 1,1$ y $105,0 \pm 1,3$ ka BP) y lo mismo ocurre con las dos edades centrales de la estalagmita C4 ($112,9 \pm 1,3$ y $114,53 \pm 0,39$ ka BP). Las obtenidas en la base de C4 (C4b-TIMS and C4b-ICPMS) son muy similares ($100,9 \pm 1,9$ y $97,50 \pm 0,26$ ka BP) a pesar de haber sido analizadas con dos métodos de espectrometría diferentes. Con estos dos métodos por separado (TIMS y ICPMS) se obtuvieron contenidos en uranio total relativamente altos (0,70 y 0,72 ppm respectivamente) para las submuestras C4b, al menos 0.2 ppm más altos que los obtenidos para cualquiera de las otras submuestras de la misma estalagmita. Este hecho también sugiere la presencia de contaminación (adición) natural de uranio a la estalagmita.

3. Comprobación de la alteración del sistema U-Th.

Gracias a las dataciones replicadas es posible asumir que las edades anómalas son resultado de una alteración natural del sistema de U-Th. Para establecer la presencia de esta alteración se propone la construcción de una gráfica que relacione las desviaciones respecto a la media de contenido total de uranio (eje x) y de las actividades relativas de los isótopos de uranio $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (eje y) para cada estalagmita. La validez de este método parece incrementarse cuando se utilizan dataciones pertenecientes a un intervalo de tiempo relativamente corto (los resultados no son concluyentes cuando se mezclan por ejemplo dataciones de épocas glaciales e interglaciales).

Si las condiciones ambientales hubieran sido las mismas o muy similares a lo largo del crecimiento de la estalagmita, entonces estos parámetros de uranio de las dataciones deberían ser similares en todas las muestras. Por lo tanto, muestras de dataciones formadas en condiciones similares deberían formar un grupo homogéneo sobre el gráfico. La presencia de valores claramente distintos del resto podría indicar la existencia de un episodio de alteración posterior.

La figura 5.1.A representa las gráficas de uranio de las estalagmitas C1, C4 y C8. Como se puede ver, tres de las dataciones de C1, las que se encuentran en orden cronoestratigráfico correcto, muestran cantidades de uranio y relaciones $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ coherentes y consistentes entre sí (elipse), mientras que la edad anómala (C1b) se sitúa en el gráfico alejada de ese grupo. La desviación de los

valores anómalos respecto a la media no es necesariamente mayor en valor absoluto pero sí diferencia claramente estas muestras del resto. En el caso de C4 ocurre exactamente lo mismo. Las dataciones que están en orden correcto forman un grupo homogéneo mientras que las correspondientes a la base de la estalagmita están claramente separadas. En el gráfico construido para la estalagmita C8 los resultados se agrupan en dos conjuntos. De estos dos, las edades que presentan desviaciones positivas están en orden correcto (marcadas con una elipse), y todas las que presentan desviaciones negativas, en orden contrario.

4. Correlación gráfica.

La validez del test anterior se comprueba construyendo una correlación gráfica (un diagrama en el que se relacionan las edades con su posición estratigráfica) para cada estalagmita. Si los resultados son válidos, las edades resultantes de las dataciones del grupo con valores homogéneos (inalteradas) deberían formar una secuencia cronoestratigráfica coherente mientras que las edades anómalas aparecerían apartadas de esta tendencia. Además, las correlaciones gráficas se utilizarán para inter y extrapolar las edades a lo largo de todo el eje de la estalagmita

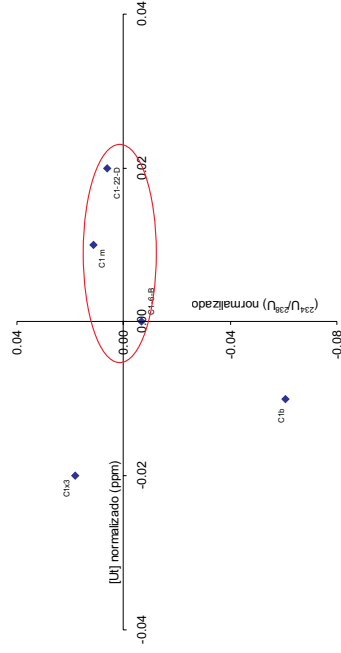
Las correlaciones gráficas de las estalagmitas C1, C4 y C8 están representadas en la hilera B de la figura 5.1. En el caso de C1 y C4, se confirma que las edades del grupo homogéneo encerrado en una elipse en el gráfico correspondiente de la fila A (aquí marcadas con un círculo negro) están en orden estratigráfico correcto. En el caso de C8 todas las edades del grupo que presenta desviaciones positivas (representadas aquí con un círculo negro) están en orden estratigráfico correcto mientras que todas las edades del otro grupo (círculo gris) están en orden inverso. El hecho de que todas las edades anómalas estén agrupadas y que presenten esta clara tendencia inversa sugiere un mismo origen para todas las anomalías de este espeleotema.

5. Origen de las alteraciones del sistema U-Th.

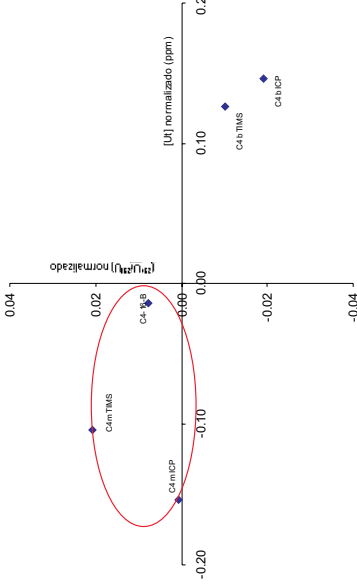
A pesar de que las edades anómalas no serán utilizadas de ahora en adelante en este estudio, la comprensión de su origen puede ser muy importante en el futuro para mejorar el procedimiento de selección de las muestras para datar. También se podría obtener una información interesante sobre los procesos de alteración que afectan a las estalagmitas y sus implicaciones paleoambientales.

En el caso de estas estalagmitas pleistocenas de Cueva del Cobre existe el hecho curioso de la coincidencia de las edades anómalas de las bases de las tres estalagmitas (C1, C4 y C8). En los párrafos anteriores hemos demostrado que estas anomalías son atribuibles a algún tipo de alteración de la calcita original. La razón de la coincidencia de estas edades no está clara. Para reequilibrar las edades en un momento alrededor de ~105-100 ka BP habría sido necesario lixiviar todo el ^{230}Th generado por desintegración del uranio hasta entonces en ese punto de la estalagmita. Sin embargo, el torio es muy

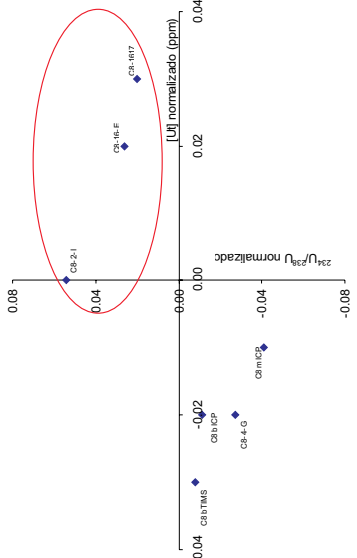
C1



C4



C8



B

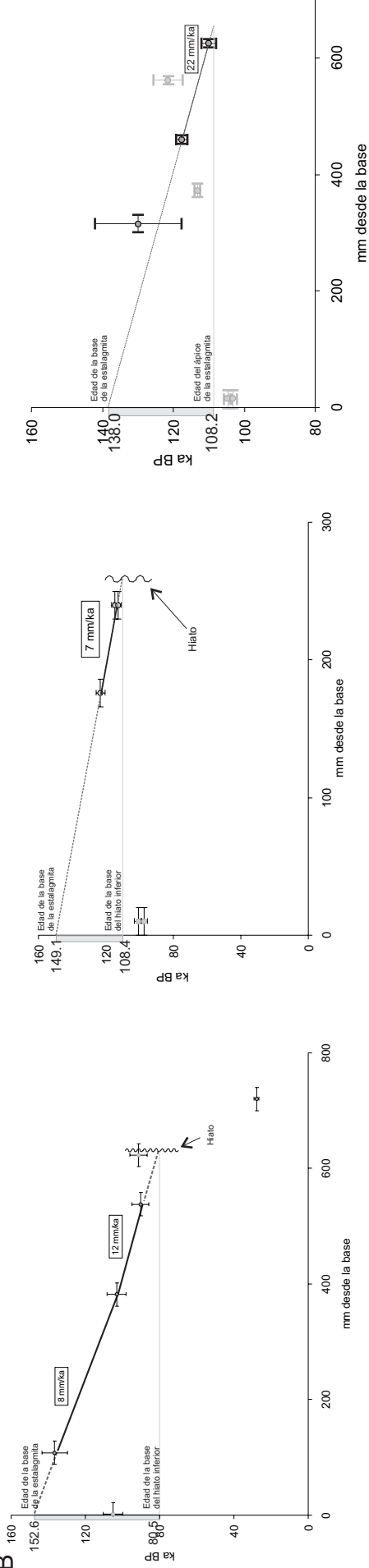


Figura 5.1. Prueba geoquímica propuesta para comprobar la existencia de alteraciones del sistema de U-Th aplicada a las dataciones de las estalagmitas pleistocenas C1, C4 y C8. En las tres gráficas superiores la elipse roja resalta el grupo formado por las dataciones que están en orden cronostratigráfico correcto. Estas dataciones se han utilizado en las correlaciones gráficas inferiores para calcular las tasas de crecimiento por interpolación lineal simple. Las dataciones que se sitúan apartadas de la elipse roja en las gráficas superiores se han representado en las correlaciones gráficas inferiores con color gris. Como se puede ver, están fuera de lugar.

insoluble en agua meteórica. Por lo tanto, el mecanismo más probable de alteración es la introducción de más uranio.

La forma más sencilla de introducir uranio en un espeleotema es precipitar calcita nueva en poros internos. En las estalagmitas C1 y C4 las edades anómalas están situadas en la base. Es relativamente fácil imaginar que un goteo abundante pueda precipitar más cantidad de calcita en las terminaciones inferiores cerradas de los poros, en la base de las estalagmitas, que en las zonas superiores. Esta hipótesis también se ve apoyada por el hecho de que las edades anómalas de C8 presentan una tendencia negativa, con edades más modernas hacia la parte más baja de la estalagmita, aunque en esta estalagmita las edades anómalas tienen menos uranio que las otras. Dado que las estalagmitas crecieron en distintos niveles de la cueva, relativamente separadas entre sí, un aumento drástico en el goteo de todas ellas debería haber estado causado por condiciones muy húmedas en el exterior de la cueva. La edad de esta alteración causada por clima excepcionalmente húmedo viene dada por la coincidencia de las bases y se corresponden con bastante exactitud con el periodo cálido equivalente al MIS 5c. Sin embargo, existe una objeción a esta hipótesis. A menos que la precipitación de calcita más moderna tuviera lugar como un reemplazamiento totalmente destructivo, este mecanismo de reequilibrado haría que cada porción de calcita tuviera una edad más moderna que la real, pero distinta de las demás, excepto por casualidad. No se han encontrado rastros petrográficos de reemplazamientos o precipitación de calcita salvo en algunos puntos laterales muy concretos de C8 (figura 5.2) que no corresponden a las porciones datadas, situadas sobre el eje de la estalagmita. Por el contrario, las estalagmitas C1 y C4 presentan poros de tamaño milimétrico en las partes basales pero no se han encontrado trazas de precipitación de calcita más moderna.

5.1.2. Conclusiones sobre las dataciones anómalas.

Del estudio de las anomalías en las dataciones de U-Th hemos podido obtener algunas conclusiones:

- En primer lugar, la presencia de edades anómalas en una estalagmita como resultado de dataciones correctas a primera vista es un hecho bastante común y que es preciso tener en cuenta.
- En muchos casos, como en el presente, estas edades anómalas son fruto de una alteración natural del sistema de U-Th y no son debidas a problemas humanos o de laboratorio.
- A lo largo de este estudio no ha sido posible encontrar ninguna señal petrográfica concluyente que pueda explicar el origen de las edades anómalas aunque sí se han encontrado indicios de calcita más moderna en algunos puntos laterales de una de las estalagmitas que presenta este problema así como poros milimétricos en los alrededores de las zonas con dataciones alteradas.
- A falta de indicios que permitan seleccionar las dataciones *a priori*, se propone un método geoquímico para diferenciar edades anómalas *a posteriori* utilizando los datos obtenidos del espectrómetro de masas.

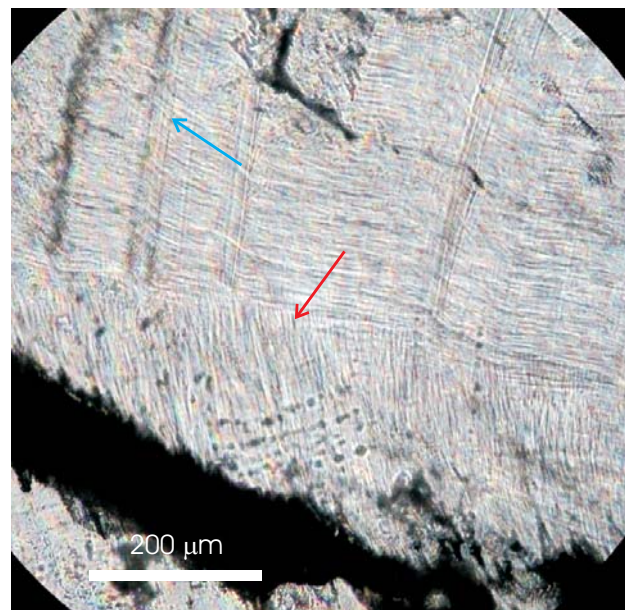
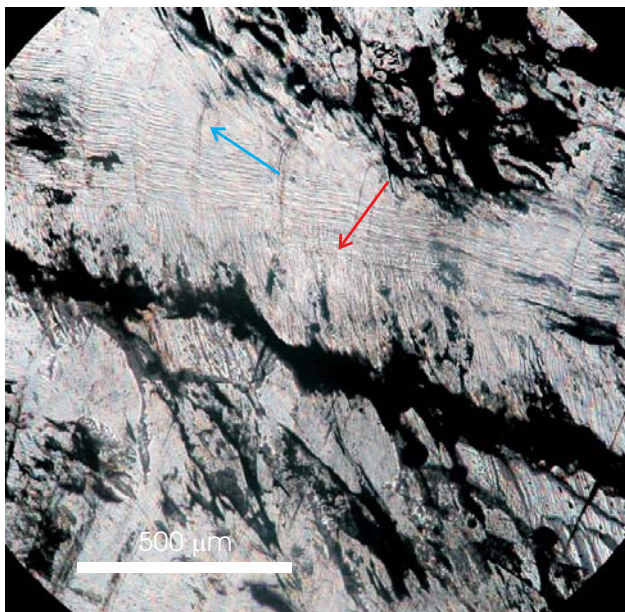
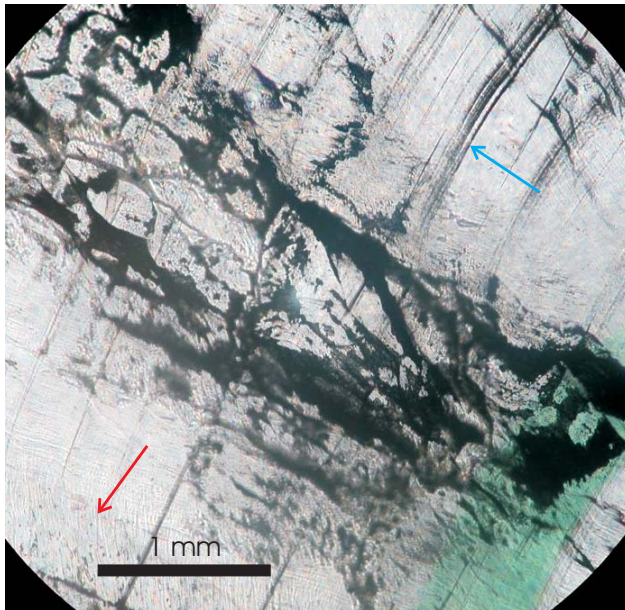


Figura 5.2. Aspecto de algunas de las trazas de calcita más moderna encontradas en los laterales de la estalagmita C8 (flechas rojas). Suelen encontrarse cerca de poros alargados y presentan fibras transparentes perpendiculares a ellos. Las flechas azules señalan láminas de crecimiento originales.

· En el caso concreto de los espeleotemas pleistocenos de Cueva del Cobre estudiados en este trabajo, las edades anómalas de las bases de las estalagmitas coinciden en un rango entre ~ 97 y 105 ka BP. Esta coincidencia podría indicar un origen común y, de ser así, dataría el posible evento de alteración del sistema de U-Th en la etapa cálida continental equivalente al máximo del MIS 5c.

5.2. TASAS DE CRECIMIENTO

En los estudios paleoclimáticos basados en espeleotemas, la edad de la calcita situada entre las dataciones absolutas se asigna normalmente por interpolación lineal. Este método está sujeto a errores potencialmente grandes, especialmente si hay pocas edades absolutas disponibles para los espeleotemas estudiados y éstos presentan cambios importantes en las tasas de crecimiento.

A continuación propongo un método para mejorar la exactitud de estas interpolaciones basado en la correlación microestratigráfica de al menos 2 espeleotemas contemporáneos. Como ya se comentó anteriormente, se realizaron columnas microestratigráficas de algunas de las estalagmitas estudiadas con el objetivo de descubrir indicios de alteración y definir distintos tipos texturales de calcita presentes. Una vez realizadas las columnas, surgió inmediatamente la pregunta de si estalagmitas contemporáneas presentan las mismas características petrográficas, si son similares y/o correlacionables entre sí. De serlo, su correlación nos permitiría optimizar el uso que se da a las dataciones absolutas, utilizando cada edad en todas las estalagmitas correlacionables. Además permitiría comprobar qué cambios dentro de cada estalagmita corresponden a cambios locales (de cada goteo) y cuáles a cambios regionales (de toda la cueva).

5.2.1. Metodología de estudio

Después de realizar las dataciones de cada estalagmita por medio del método de U-Th se realizó una primera asignación de edades a cada segmento por interpolación lineal simple. Para ello, las columnas se “colgaron” respecto a las edades interpoladas (figura 5.3).

En ambos casos, llama la atención el aspecto tan diferente que presenta la calcita contemporánea de las estalagmitas a nivel microscópico. El tipo de porosidad o la laminación de estas estalagmitas no es directamente correlacionable. Sin embargo, si dividimos cada columna en tramos con características similares limitados por paleosuperficies de la estalagmita bien preservadas (gran espesor o continuidad lateral), algunos de estos límites de tramos sí pueden correlacionarse de manera más o menos paralela a las líneas cronológicas trazadas con anterioridad, lo que lleva a pensar que estén producidos por un cambio significativo en el comportamiento de los goteos. De esta manera estos cambios texturales interpretados como el resultado de cambios del comportamiento de los goteos se pueden utilizar como elemento de correlación, con la ventaja de que al corresponder a un único evento, son contemporáneos en las distintas estalagmitas. Las dos estalagmitas siamesas, C7 y C7S, nos han permitido comprobar esta correlación por medio de la observación directa de las láminas continuas que pasan de una a otra estalagmita.

De esta manera, es posible extender las edades de cada estalagmita a sus contemporáneas paralelamente a las líneas de correlación. Entre todos estos puntos de control cronoestratigráfico se puede realizar de nuevo una interpolación lineal. Sin embargo, hay que tener en cuenta que cuantos más

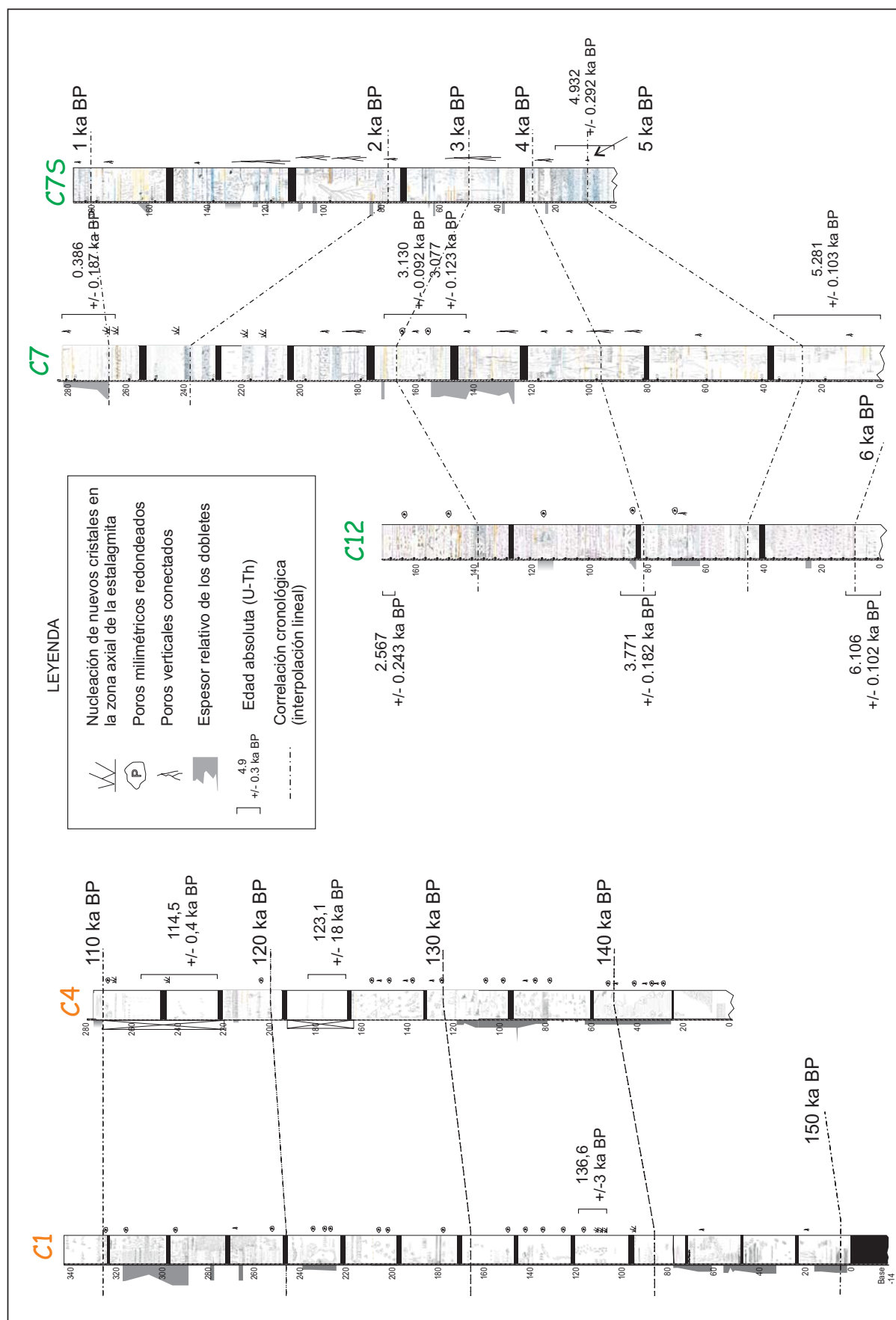


Figura 5.3. Correlación cronológica por interpolación lineal simple entre dataciones U-Th de las estalagmitas contemporáneas estudiadas.

puntos se arrastren más valor subjetivo introduciremos en la datación de cada estalagmita.

Las dataciones absolutas y el estudio petrográfico previo demostraron que era posible aplicar este método de correlación a los segmentos contemporáneos de las estalagmitas pleistocenas C1 y C4 y a los de las holocenas C7, C7S y C12.

5.2.2. Correlación de columnas pleistocenas: C1 y C4

La correlación de las dos columnas C1 y C4 (figura 5.4) ha sido posible al dividir las en cuatro tramos.

El tramo 1 está formado por calcita relativamente poco porosa en ambas estalagmitas. La base del tramo se sitúa en la base de C4 y tentativamente en el punto donde desaparecen los dobletes de C1.

El tramo 2 está constituido por una sucesión de dobletes en las dos estalagmitas. El techo de este tramo es gradual en C4 y corresponde a una superficie con gran continuidad lateral en C1.

El tramo 3 es el más extenso y está formado principalmente por calcita no laminada con poros redondeados. Presenta algunas intercalaciones de dobletes en C4. En medio de este gran tramo encontramos dos horizontes importantes. El primero (3.1, en color azul) se ha descrito en la banda oscura al microscopio de tipo *coconut meat* de C4 que está situada en la misma posición estratigráfica que dos paleosuperficies bien marcadas de C1, con gran continuidad lateral y nucleación de nuevos cristales. El segundo evento (3.2, de color naranja) corresponde a dos bandas oquerosas que se encuentran en situación estratigráfica similar en ambas estalagmitas. Un evento de menor entidad podría también corresponder a la banda detrítica situada en el mm 210 de C1 que presenta una equivalente en C4.

El tramo 4 presenta un aspecto mucho más variable. Dentro de él se pueden reconocer dos momentos correlacionables. El primero es la nucleación del mm 244 de C4, cuya posición estratigráfica es equivalente a la de la lámina de gran continuidad lateral de C1 que constituye el paso de calcita oquerosa a laminada. Por otro lado, el llamado “primer hiato” de C4 (techo de la columna) se podría relacionar con el fin de las laminaciones de C1.

En la figura 5.5 se han representado todas estas correlaciones. Los cuadros coloreados representan la edad que se ha arrastrado hacia la otra estalagmita. Cuando el cuadro es naranja, la edad arrastrada corresponde a una datación absoluta y cuando es amarillo a un límite de tramo o a un evento. También se han calculado las tasas de crecimiento.

5.2.3. Correlación de columnas holocenas: C7, C7S y C12

Las estalagmitas holocenas presentan muchos más cambios petrográficos y por lo tanto su correlación ha sido más compleja (figura 5.6). También se han dividido en 4 tramos:

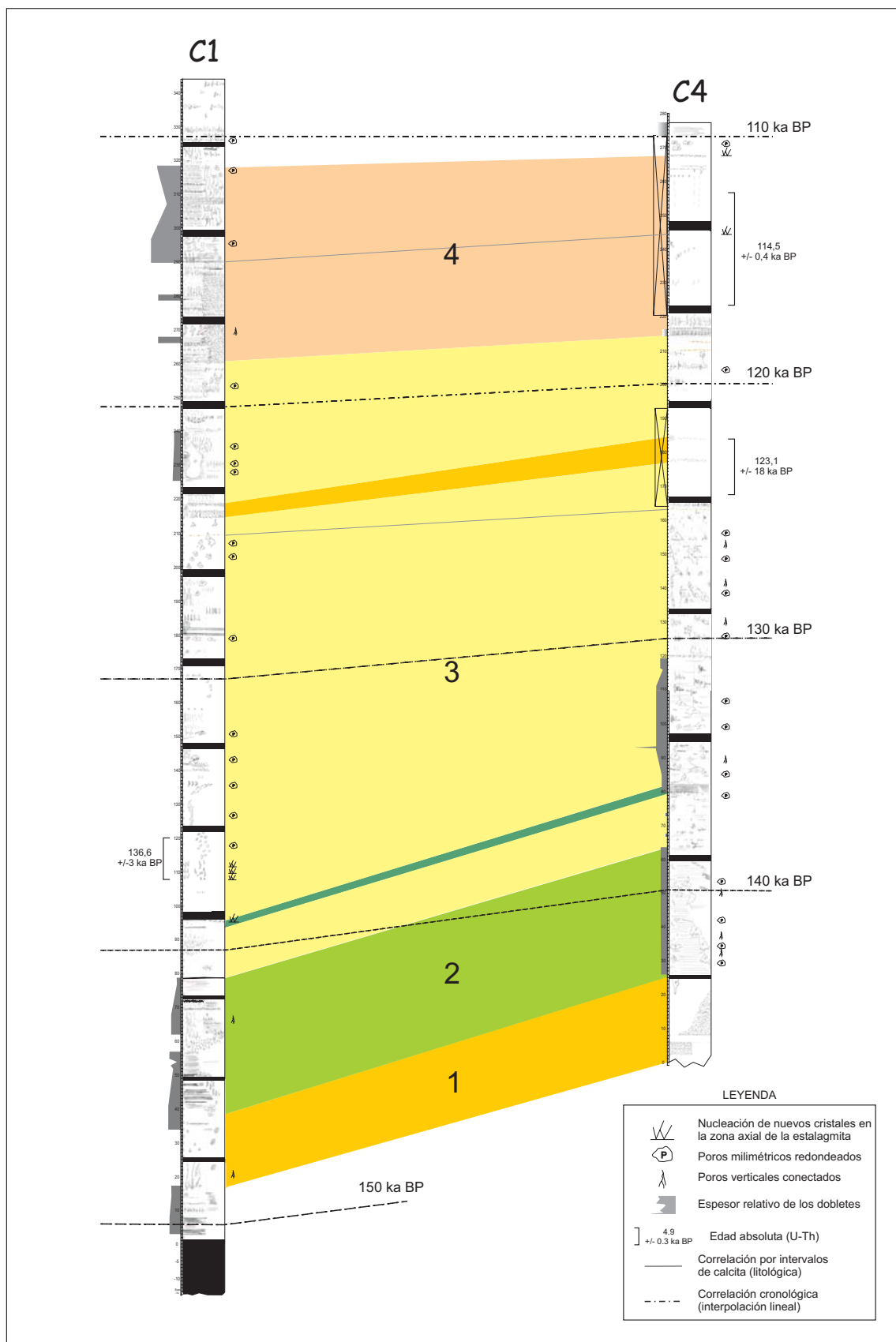


Figura 5.4. Correlación microestratigráfica de las columnas de las estalagmitas C1 y C4. La escala está en milímetros. Los tramos negros corresponden a los fragmentos que necesariamente se pierden durante la preparación de las láminas delgadas. Las columnas se han dividido en tramos cuya explicación se puede encontrar en el texto. Se incluyen las líneas de tiempo originales para facilitar la comparación.

El tramo 1 está formado por 7 secuencias. En C12 cada secuencia está formada por calcita transparente que pasa a espigada alternadamente, en C7 por un paquete milimétrico de calcita transparente con una superficie marrón a techo, y en C7S por calcita nebulosa coronada por una superficie oquerosa de diverso espesor. Este tramo está limitado a techo por una superficie fácilmente distinguible representada por una lámina oquerosa en C12 y C7S y por una lámina marrón en C7.

Años BP	Equivalencias (mm)		Tasas de crec. (mm/ka)	
	C1	C4	C1	C4
109742	318	267	8,3	6,8
113132	290	244	6,8	6,8
113722	286	240	6,8	6,8
117555	260	214	9,5	6,8
121977	218	184	4,2	6,8
123156	213	176	7,4	5,1
136598	114	108	8,0	11,6
138847	96	82	8,0	7,9
146092	38	25	8,0	
152587	-14			

Figura 5.5. Tabla de equivalencias de las edades de las dos estalagmitas pleistocenas C1 y C4. Los rectángulos naranjas marcan la situación de las edades absolutas de U-Th que se han arrastrado a la otra estalagmita. El color amarillo corresponde a otros horizontes característicos.

El tramo 2 está compuesto por cuatro paquetes similares a los del tramo 1 pero con aspecto más variable y sin predominancia clara de ningún tipo de calcita sobre otro.

La característica principal del tramo 3 es su enorme variabilidad. Está formado por una alternancia de láminas de distinto tipo en el que quizá predomina la calcita transparente en C7S, la oquerosa en C7 y la espigada en C12.

El último tramo (tramo 4) se ha definido utilizando el microscopio. Delimita las láminas de las dos estalagmitas que se han formado de manera continua y que pueden seguirse visualmente desde el ápice de C7 hasta el de C7S (capítulo 4). En este tramo C7 está formada principalmente por calcita transparente en paquetes grandes y por dos láminas que corresponden a importantes paradas en la precipitación. De manera contemporánea, C7S está siendo constituida por láminas de aspecto muy variable y con una gran continuidad lateral.

La figura 5.6 incluye el cuadro con estas correlaciones. Los cuadros coloreados representan la edad que se ha arrastrado hacia la otra estalagmita. Cuando el cuadro es naranja, la edad arrastrada corresponde a una datación

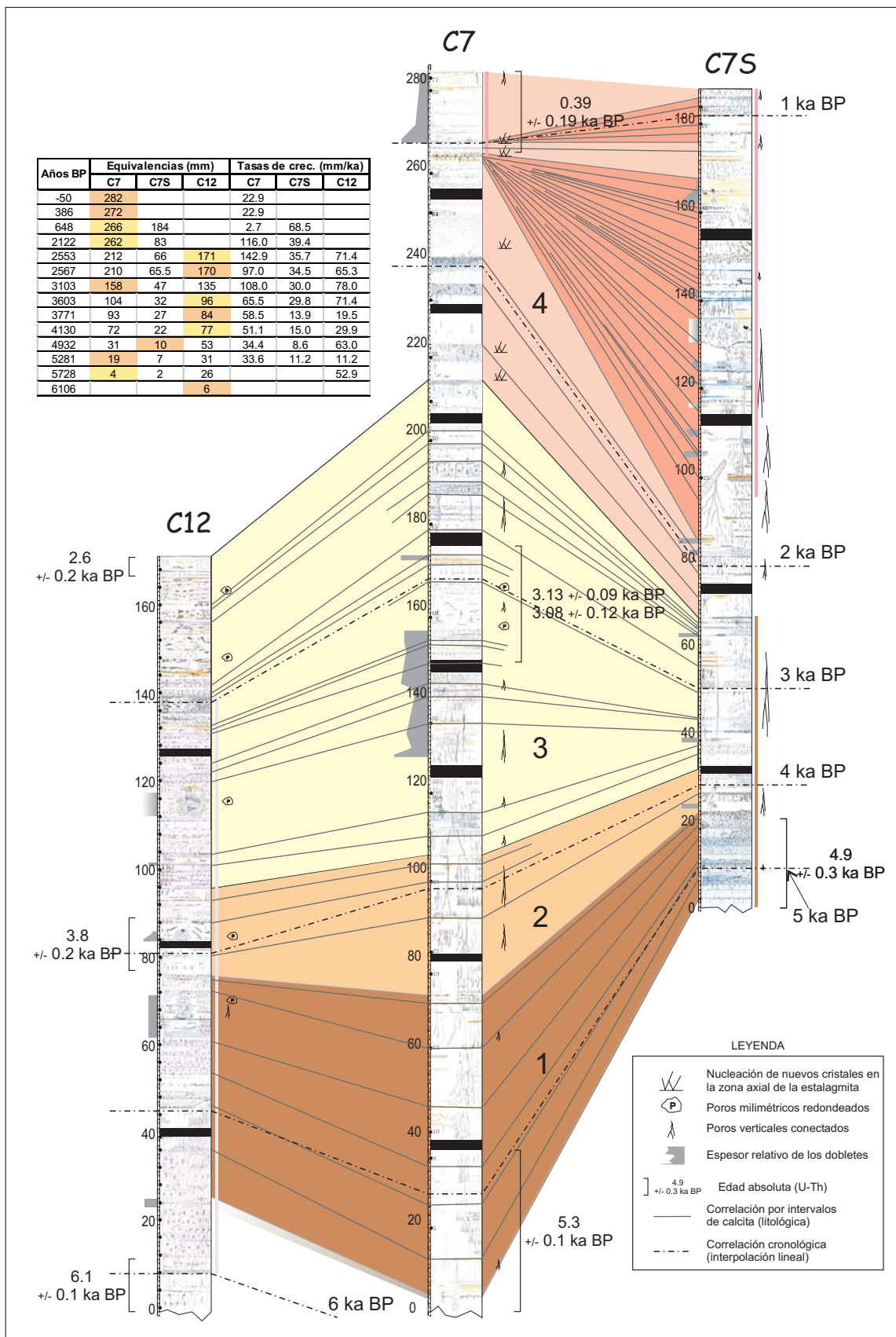


Figura 5.6. Correlación microestratigráfica de las columnas de las estalagmitas C1 y C4. La escala está en milímetros. Los tramos negros corresponden a los fragmentos que necesariamente se pierden durante la preparación de las láminas delgadas. Las columnas se han dividido en tramos cuya explicación se puede encontrar en el texto. Se incluyen las líneas de tiempo originales para facilitar la comparación.

absoluta y cuando es amarillo a un límite de tramo o a un evento. También se han calculado las tasas de crecimiento.

5.2.4. Tasas de crecimiento de estalagmitas pleistocenas

La figura 5.7 representa las tasas de crecimiento de las estalagmitas C1 y C4 a partir del patrón cronoestratigráfico obtenido mediante la correlación microestratigráfica, y se compara con las estimaciones iniciales calculadas únicamente por interpolación lineal entre edades absolutas de U-Th.

Gracias a la información adicional que aporta la correlación microestratigráfica, podemos saber que las dos estalagmitas, C1 y C4, comienzan a crecer en momentos diferentes pero con tasas de crecimiento similares y relativamente bajas (~ 8 mm/ka en ambos casos). Las dos estalagmitas presentan dobletes en esta parte basal pero sus espesores son ligeramente diferentes. Los dobletes de C1 tienen un espesor medio de ~ 100 μm (unas 12 veces mayor que la tasa de crecimiento calculada) que va disminuyendo paulatinamente hasta que desaparecen y dan paso a la formación de calcita transparente no porosa. Los dobletes de C4 presentan un espesor aproximado de 50-60 μm (6-8 veces mayor que la tasa de crecimiento) y desaparecen antes. Es decir, los dobletes en esta parte basal parecen presentar una periodicidad de entre 8 y 12 años.

La tasa de crecimiento calculada para C1 continúa aproximadamente constante hasta ~ 123 ka BP. Por el contrario, la tasa de crecimiento de C4 aumenta hasta ~ 12 mm/ka alrededor de ~ 139 ka BP, casi coincidiendo con el aumento de espesor de los dobletes de esta estalagmita que alcanzan un espesor máximo de ~ 100 μm (~ 8 veces mayor que la tasa de crecimiento). Esta velocidad de crecimiento tan alta dura poco tiempo, y aproximadamente en ~ 136 ka BP, cae hasta su valor mínimo, alrededor de 5 mm/ka.

Ambas estalagmitas sufren un aumento apreciable de la tasa de crecimiento hacia 123 ka BP. En el caso de C1, el aumento se retrasa un poco tras una caída entre ~ 123 y 122 desde 8 hasta 4,2 mm/ka, la tasa vuelve a subir hasta 9,5 mm/ka. La tasa de C4, por otro lado, aumenta desde 5 hasta 6,8 mm/ka y se mantiene estable hasta el final del fragmento estudiado. En ambos casos, el aumento es simultáneo y corresponde aproximadamente a 2 mm/ka. Este momento coincide con la reaparición de los dobletes en C1, con un espesor aproximado de 70-80 μm , que corresponde a 7-8 veces el valor de la tasa de crecimiento calculada para este periodo.

La velocidad de crecimiento de C1 sufre más variaciones que la de C4 y es en general algo más alta. La tasa disminuye en $\sim 117,5$ ka BP hasta $\sim 6,8$ mm/ka, muy similar a la que mantiene la estalagmita C4. Esta disminución coincide con la aparición nuevamente de dobletes de ~ 200 μm de espesor (unas 30 veces el valor de la tasa anual de crecimiento). Hacia ~ 114 ka BP la tasa de crecimiento vuelve a aumentar y se acerca a los valores iniciales en torno a 8,3 mm/ka.

Es evidente que las tasas de crecimiento de las estalagmitas contemporáneas no varían de forma simultánea, como ya se sabía de antemano, si bien es posible distinguir episodios con pautas similares, que podrían estar controlados

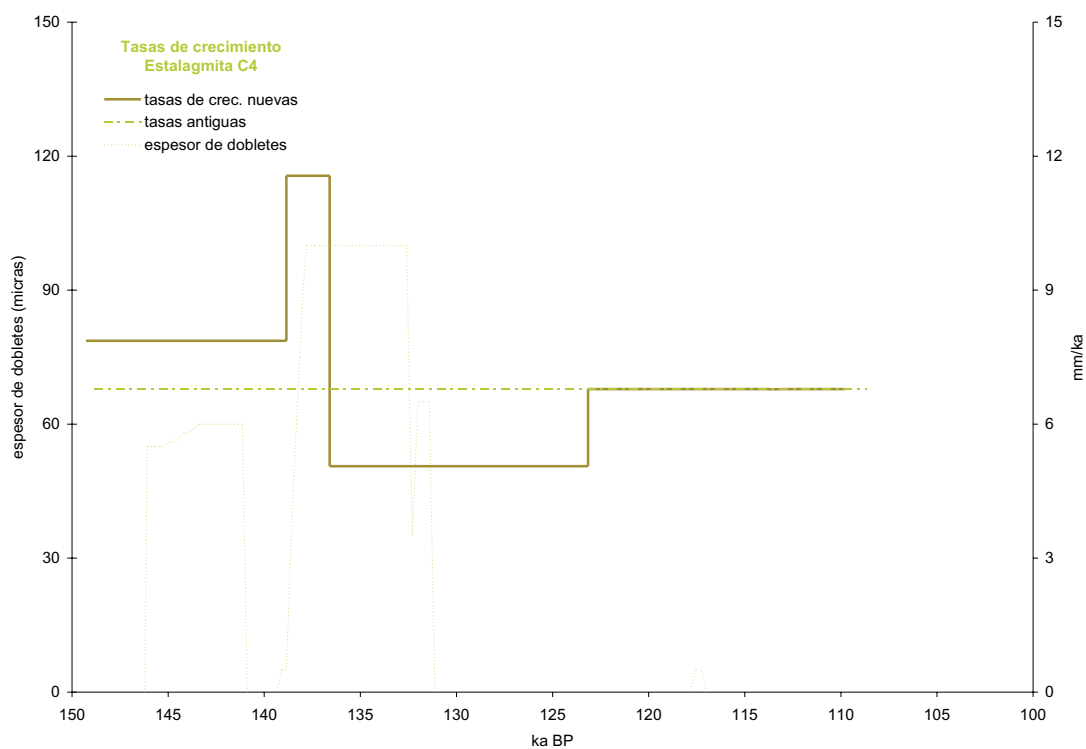
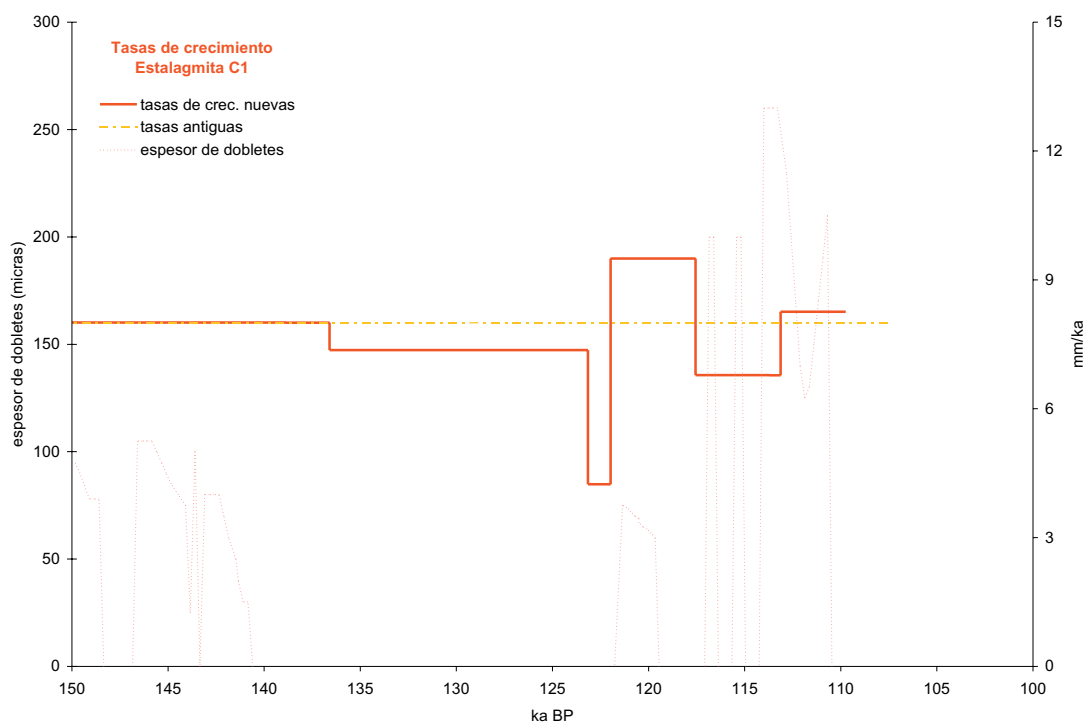


Figura 5.7. Tasas de crecimiento de las estalagmitas C1 (arriba) y C4 (abajo). En ambos casos se representan las tasas de crecimiento estimadas por interpolación lineal simple y las calculadas por medio de la correlación microestratigráfica. También se representa el espesor de los dobletes observados en cada punto (eje izquierdo).

por factores comunes (por ejemplo, cambios ambientales). Éste es el caso por ejemplo de la disminución de la velocidad de crecimiento experimentada por las dos estalagmitas alrededor de ~136 ka BP y del ligero aumento en ~123 ka BP.

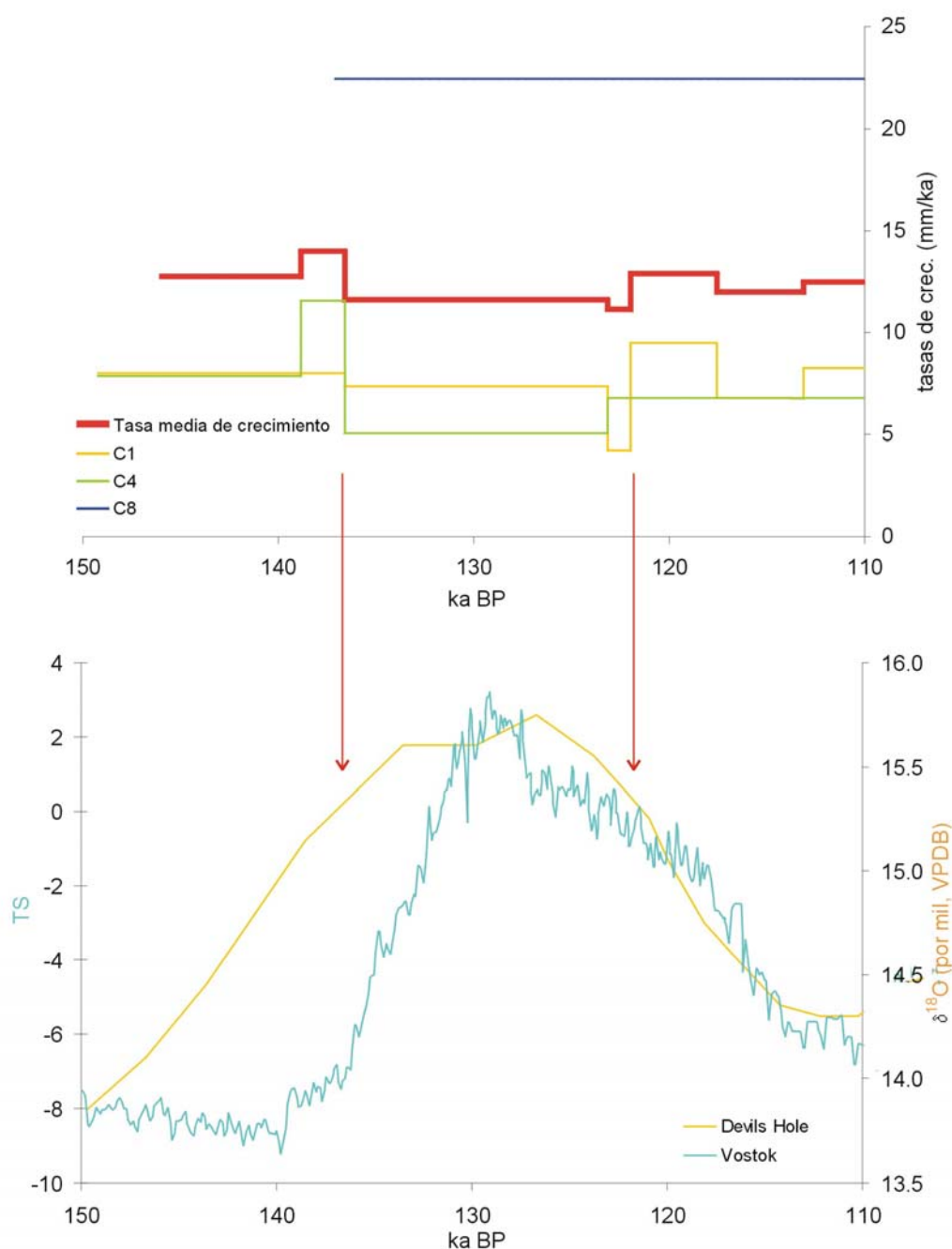


Figura 5.8. Tasas de crecimiento de C1 y C4 y tasa acumulada, que aporta información sobre la cantidad de calcita precipitada en cada momento. Se incluyen los registros de isótopos estables de Devils Hole (Landwehr *et al.*, 1997) y Vostok (Petit *et al.*, 2001) como referencia de temperaturas globales.

Por otro lado, en el caso de estas dos estalagmitas, la relación entre el espesor de los dobletes y la tasa de crecimiento anual indica que los dobletes presentan una periodicidad entre 6 y 30 años. En este caso podría decirse que el espesor de los dobletes y las tasas de crecimiento sí varían en paralelo aunque los valores no coincidan.

La figura 5.8 representa las tasas de crecimiento de las estalagmitas C1, C4 y C8 junto con la tasa media de todas ellas, que se puede interpretar como un indicador de la cantidad de agua de goteo disponible, y por tanto, de las precipitaciones efectivas de la zona. Se ha incluido la estalagmita C11 y su tasa calculada por interpolación lineal simple. La tasa media de crecimiento presenta muy pocas variaciones. Durante los 40.000 años analizados este valor medio varía siempre entre 11 y 14 mm/ka. Dentro de esta relativa invariabilidad, los valores mínimos se sitúan entre 137 y 122 ka BP. En la figura se muestran también los registros obtenidos en Devils Hole (isótopos estables de oxígeno; Landwehr *et al.*, 1997) y Vostok (temperatura en superficie, Petit *et al.*, 2001). Se incluyen sólo como referencia aproximada de los cambios de temperatura globales de la época. Como se puede ver, la mínima precipitación de calcita ocurre coincidiendo con las máximas temperaturas globales deducidas de estos registros.

5.2.5. Tasas de crecimiento de estalagmitas holocenas

De igual manera calculamos las tasas de crecimiento de las estalagmitas holocenas. La figura 5.9 muestra las tasas de crecimiento originales, calculadas por interpolación lineal entre las edades de U-Th y las nuevas calculadas mediante la correlación de las estalagmitas C7, C7S y C12.

La tasa de crecimiento de las estalagmitas holocenas es bastante variable y en general, claramente mayor que la de las pleistocenas estudiadas. El comportamiento de C7 y C7S se puede relacionar, como era de esperar, ya que los goteos que las alimentan están situados a unos 7 cm de distancia. Las dos estalagmitas comienzan con tasas relativamente lentas (35 y 15 mm/ka respectivamente) que aumentan de manera más o menos paralela hasta aproximadamente 2,1 ka BP en que alcanzan tasas de crecimiento de ~143 y ~70 mm/ka respectivamente. El aumento es relativamente paulatino pero en ambos casos sufre un aumento muy brusco alrededor de ~3,8-3,6 ka BP, coincidiendo con la aparición de dobletes. El espesor de los dobletes se encuentra entre ~100 y 180 μm y está dentro del orden de magnitud de la tasa de crecimiento anual, por lo que este caso podrían tener una periodicidad anual. A partir de ~2,1 ka BP las dos estalagmitas comienzan a crecer de manera aproximadamente complementaria. C7 sufre una detención en el crecimiento casi total que da como resultado tasas de crecimiento netas de ~3 mm/ka hasta ~0,6 ka BP. C7S, por el contrario, mantiene una tasa de crecimiento constante hasta la misma fecha, momento en el que se detiene y vuelve a crecer C7 de nuevo. Durante este periodo aparecen dobletes en C7S con espesores del mismo orden de magnitud que la tasa de crecimiento anual y que descienden ligeramente con el tiempo.

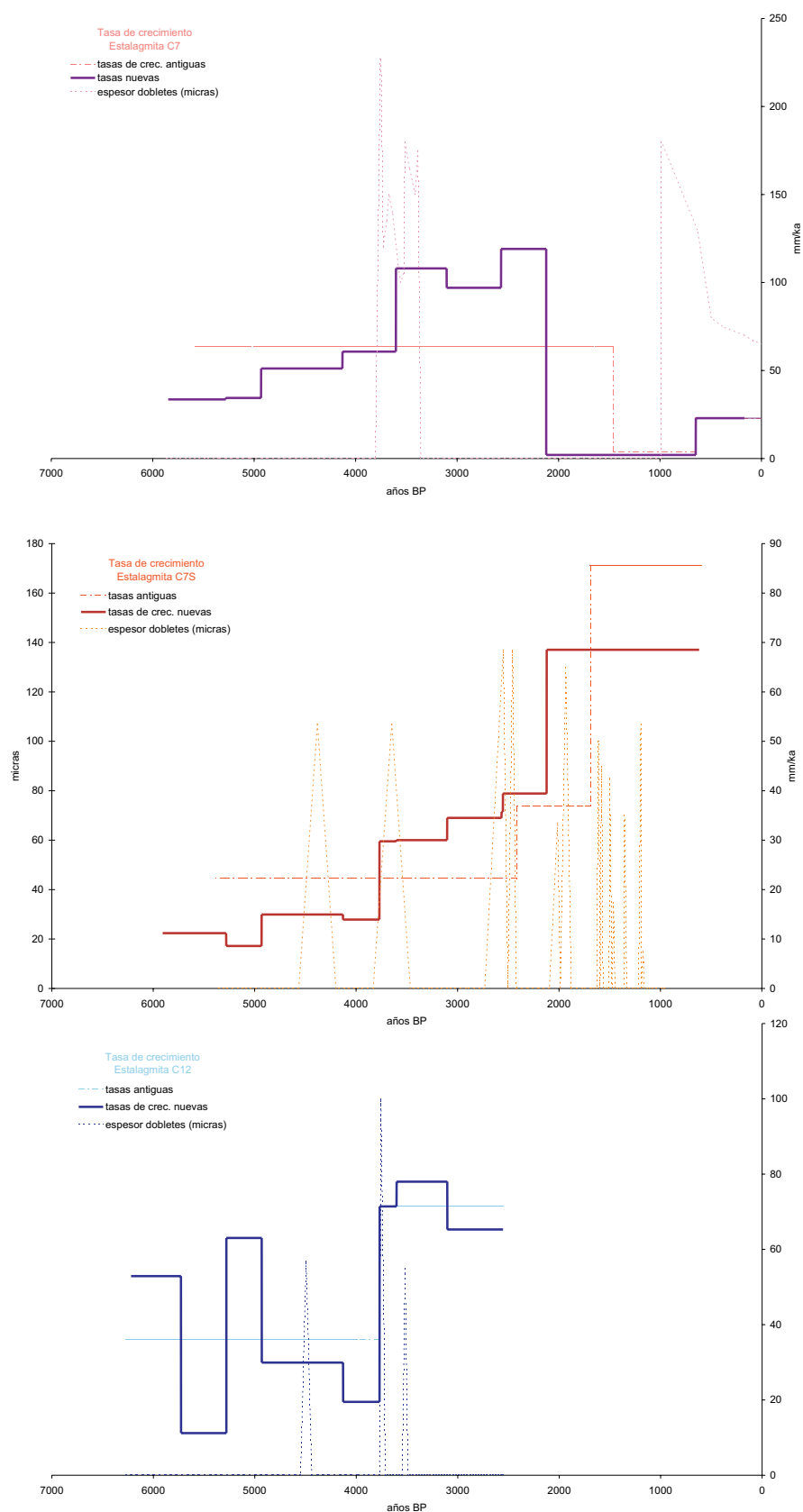


Figura 5.9. Tasas de crecimiento de las estalagmitas C7 (arriba), C7S (centro) y C12 (abajo). En todos los casos se representan las tasas de crecimiento estimadas por interpolación lineal simple y las calculadas por medio de la correlación microestratigráfica. También se representa el espesor de los dobletes observados en cada punto.

C12 se comporta de una manera diferente, con tasas de crecimiento muy variables a lo largo de su formación (entre ~ 10 y 80 mm/ka). Así como las otras dos estalagmitas presentaban una cierta tendencia a aumentar la tasa de crecimiento hasta los dos últimos milenios, C12 no muestra ninguna tendencia clara y sufre una disminución importante en su velocidad entre $\sim 5,7$ y $\sim 5,3$ ka BP seguida de un fuerte aumento que dura hasta $\sim 4,9$ ka BP. A éste, le sigue un periodo de mínimo crecimiento entre $4,9$ y $3,6$ ka BP, con tasas que varían en el rango de ~ 20 – 30 mm/año. Quizá el único rasgo de esta estalagmita en cuanto a su velocidad de crecimiento comparable con C7 y C7S sea el aumento brusco de tasa que experimenta en $\sim 3,6$ ka BP, y que nos lleva a pensar que se deba a causas regionales y/o climáticas. Esta estalagmita deja de crecer $\sim 2,5$ ka BP, 400 años antes del momento en que el crecimiento de C7 se estanca. C12 presenta algunos dobletes dispersos cuyo espesor es en todos los casos del mismo orden de magnitud que la tasa de crecimiento anual, por lo que podrían corresponder a láminas anuales.

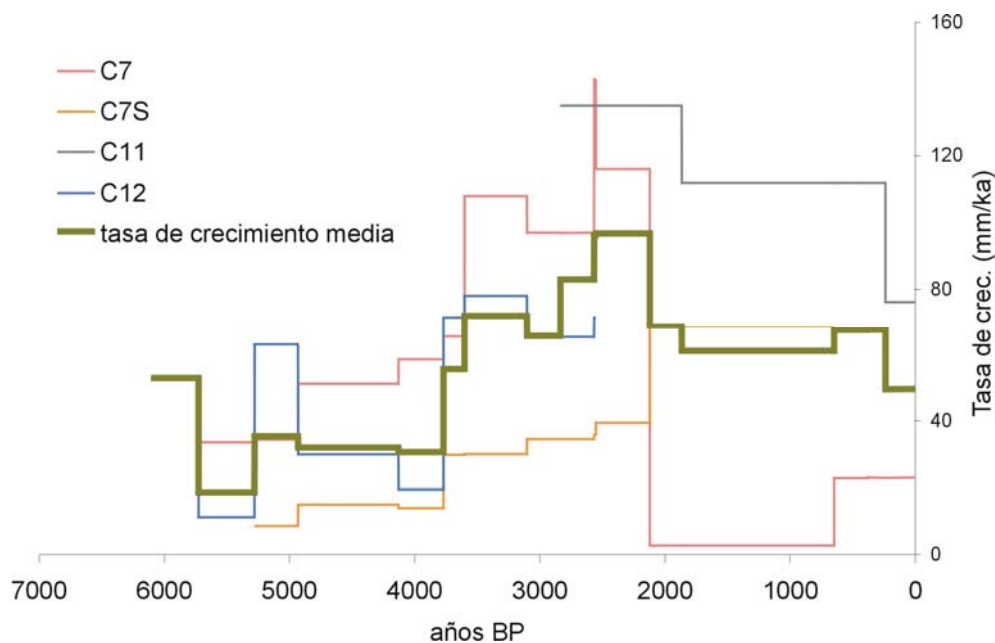


Figura 5.10. Tasas de crecimiento de las estalagmitas C7, C7S, C11 y C12 y tasa media de crecimiento para el Holoceno reciente.

La figura 5.10 representa las tasas de crecimiento de las estalagmitas C7, C7S, C11 y C12 así como la tasa media de todas ellas que se puede interpretar como un indicador de la cantidad de agua de goteo disponible, y por tanto, de las precipitaciones efectivas de la zona. Se ha incluido la estalagmita C11 y su tasa calculada por interpolación lineal. La tasa media de crecimiento aumenta desde $\sim 5,8$ ka BP hasta aproximadamente $2,5$ ka BP, en donde alcanza el máximo. El aumento es importante, desde 19 mm/ka hasta 96 mm/ka, y presenta dos escalones principales en $\sim 3,8$ y $\sim 2,8$ ka BP. El valor máximo se mantiene entre $\sim 2,5$ y $2,1$ ka BP. A partir de ese momento, la tasa media de crecimiento de las estalagmitas disminuye paulatinamente y el comportamiento de las estalagmitas

se vuelve más individualizado (por ejemplo el crecimiento de C7 y C7S se vuelve complementario).

5.2.6. Conclusiones obtenidas a partir de las tasas de crecimiento

En este capítulo se propone un nuevo método para mejorar la interpolación de edades en estalagmitas para las que se tengan pocas dataciones absolutas. Gracias a este método es posible obtener 13 puntos de control cronoestratigráficos precisos para la estalagmita C7, 11 para C7S y 10 para C12, partiendo de 6 dataciones absolutas en total. Este nuevo cálculo que se propone, no sólo mejora la datación de algunos espeleotemas sino que puede aportar información sobre las variaciones en las tasas de crecimiento. Estas tasas a su vez pueden utilizarse como indicador de la cantidad de calcita precipitada en cada momento.

De la aplicación de este método, hemos podido obtener algunas conclusiones:

- Las tasas de crecimiento no varían simultáneamente en espeleotemas contemporáneos y cercanos, ni siquiera en las estalagmitas siamesas C7 y C7S.
- Los tipos texturales de calcita que precipitan en cada espeleotema tampoco son correlacionables entre espeleotemas contemporáneos y cercanos. Sin embargo, secuencias, tramos o paquetes de calcita delimitados por superficies que puedan corresponder a cambios en el comportamiento del goteo, sí parecen correlacionables.
- Las tasas de crecimiento del Holoceno son, por lo general, un orden de magnitud más grandes que las estudiadas para el Pleistoceno. Asimismo, el espesor de los dobletes observados en las estalagmitas holocenas tiene el mismo orden de magnitud que la tasa de crecimiento calculada por lo que podrían estar formados por un proceso de periodicidad anual, mientras que en los espeleotemas pleistocenos es siempre mayor, variando entre 6 y 30 el valor de la tasa de crecimiento anual.
- En la parte del Pleistoceno estudiada, la tasa media de crecimiento de las estalagmitas estudiadas permaneció muy estable entre ~11 y 14 mm/ka, aunque el valor mínimo tuvo lugar coincidiendo aproximadamente con el máximo de temperatura correspondiente al MIS-5, entre ~137 y 122 ka BP.
- Durante el Holoceno, la tasa media de crecimiento de las estalagmitas estudiadas aumenta desde ~5,8 hasta ~2,1 ka BP y desde ahí disminuye hasta la actualidad. En este último periodo el comportamiento de cada estalagmita se vuelve más independiente, lo que puede indicar un cambio del funcionamiento general de los goteos estudiados. La tasa media de crecimiento experimenta aumentos importantes alrededor de ~3,8 y ~2,8 ka BP, mientras que los valores máximos se mantienen entre ~2,5 y 2,1 ka BP.

5.3. DISTRIBUCIÓN DE LAS EDADES DE CRECIMIENTO DE ESPELEOTEMAS

La distribución de las épocas de crecimiento de espeleotemas en las cuevas se utiliza como indicador paleoclimático desde hace varias décadas (Harmon *et al.* 1975). Este indicador se basa en las llamativas discontinuidades que aparecen en el registro de los espeleotemas dentro las cuevas. Si no hubiera ningún control externo sobre el crecimiento de los espeleotemas, lo normal sería encontrar el mismo número de especímenes de todas las edades, con una continua y ligera disminución del número de ejemplares más antiguos, ya que con el tiempo se irían deteriorando o cubriendo con depósitos más recientes. Sin embargo, esto no es así en general y en algunos lugares es bastante complicado o imposible encontrar espeleotemas formados durante ciertos intervalos de edad (figura 5.11).

Dado que los espeleotemas se forman sólo bajo ciertas condiciones ambientales, su mera aparición se utiliza para inferir la existencia de esas condiciones en el momento de su desarrollo. Estas condiciones ambientales fundamentales son: 1) la presencia de agua líquida, 2) una presión parcial de CO₂ en el suelo que permita la disolución de caliza y la posterior precipitación de calcita vadosa (figura 5.12).

La ausencia de la primera condición imposibilita totalmente el crecimiento de espeleotemas y puede estar causada por un clima muy seco o por congelación del agua presente, esto es, un clima muy frío. La segunda condición, la presencia de CO₂, suele estar unida a la existencia de un suelo bien desarrollado y con abundante vegetación. Por lo tanto, la escasez de CO₂ en el suelo suele venir originada por las mismas causas (aridez causada por sequía o frío) a las que hay que añadir la acción del hombre que al deforestar favorece la erosión y destrucción de suelo.

Estas dos condiciones no son totalmente excluyentes. Está demostrado que es posible el desarrollo de espeleotemas bajo glaciares actuales (Gascoyne y Nelson, 1983) debido a la fusión del hielo por fricción del glaciar contra el suelo. Sin embargo, bajo estas condiciones el crecimiento de espeleotemas es muy escaso. Se ha comprobado que normalmente el crecimiento de los espeleotemas, en particular los de coladas extensas lateralmente, cesa completamente cuando la superficie del karst está cubierta por permafrost o hielo (Ford y Williams, 1989; Lauritzen, 1993; Spötl *et al.*, 2002). Por lo tanto, en algunas zonas glaciadas, la datación de épocas de formación masiva de espeleotemas se puede utilizar para datar el retroceso de los hielos (Winograd, 2002).

En la figura 5.11 se representa la distribución del crecimiento en diversas cuevas de varios continentes. Se incluye en la parte inferior de la figura el registro SPECMAP (Imbrie *et al.*, 1984), que permite estimar la cantidad de hielo acumulada en los polos a partir de la composición isotópica de los caparazones de foraminíferos bentónicos. Sobre este registro se han representado los números correspondientes a los estadios isotópicos definidos por Shackleton y Opkyke en 1973 (*Marine Isotopic Stages* – MIS) en función del volumen de hielo en el hemisferio norte, haciendo corresponder los números impares con periodos relativamente cálidos y los pares con periodos fríos.

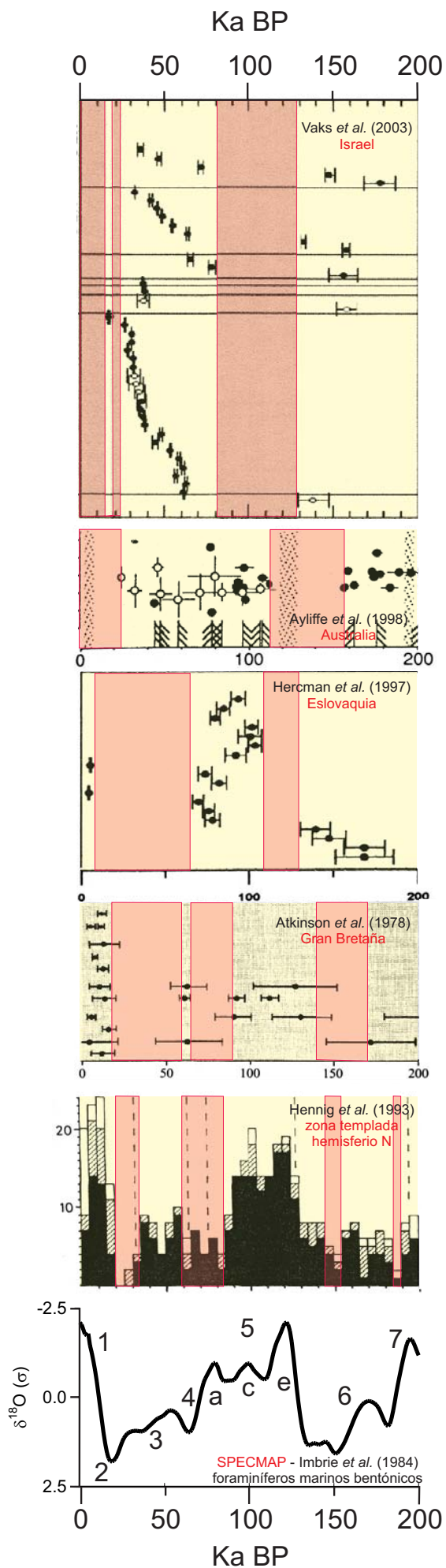


Figura 5.11. Distribución de las edades de crecimiento de espeleotemas en distintas cuevas del mundo junto con el registro isotópico marino SPECMAP. Las franjas amarillas resaltan las épocas con crecimiento de abundantes espeleotemas en cada caso.

Los periodos de actividad de cada cueva no coinciden y estas discontinuidades del registro se han explicado de diferentes maneras. En el caso de Gran Bretaña (Atkinson *et al.*, 1978), de la recopilación de datos de Hennig (1983) para latitudes medias y de Eslovaquia (Hercman *et al.*, 1997) las épocas de formación de espeleotemas coinciden aproximadamente con las épocas interglaciales (estadios impares deducidos a partir de SPECMAP). En estos casos, la presencia de permafrost o hielo limita la percolación de agua además de impedir la actividad biótica en el suelo (figura 5.12). Además, en zonas glaciares (Noruega, Nueva Zelanda y Patagonia) los conductos de la cueva pueden quedar inundados durante las glaciaciones inhibiendo totalmente el crecimiento de calcita vadosa y corroyendo la ya existente (Lauritzen, 1993).

En los casos descritos de Australia (Ayliffe *et al.*, 1998) e Israel (Vaks *et al.*, 2003) las épocas de formación masiva de espeleotemas en las cuevas estudiadas son prácticamente contrarias a las anteriores y se relacionan con la abundancia de precipitaciones, marcando así épocas de clima seco o húmedo.

Los mecanismos propuestos para explicar la ausencia de formación de espeleotemas activos en las cuevas se han resumido en la figura 5.12.

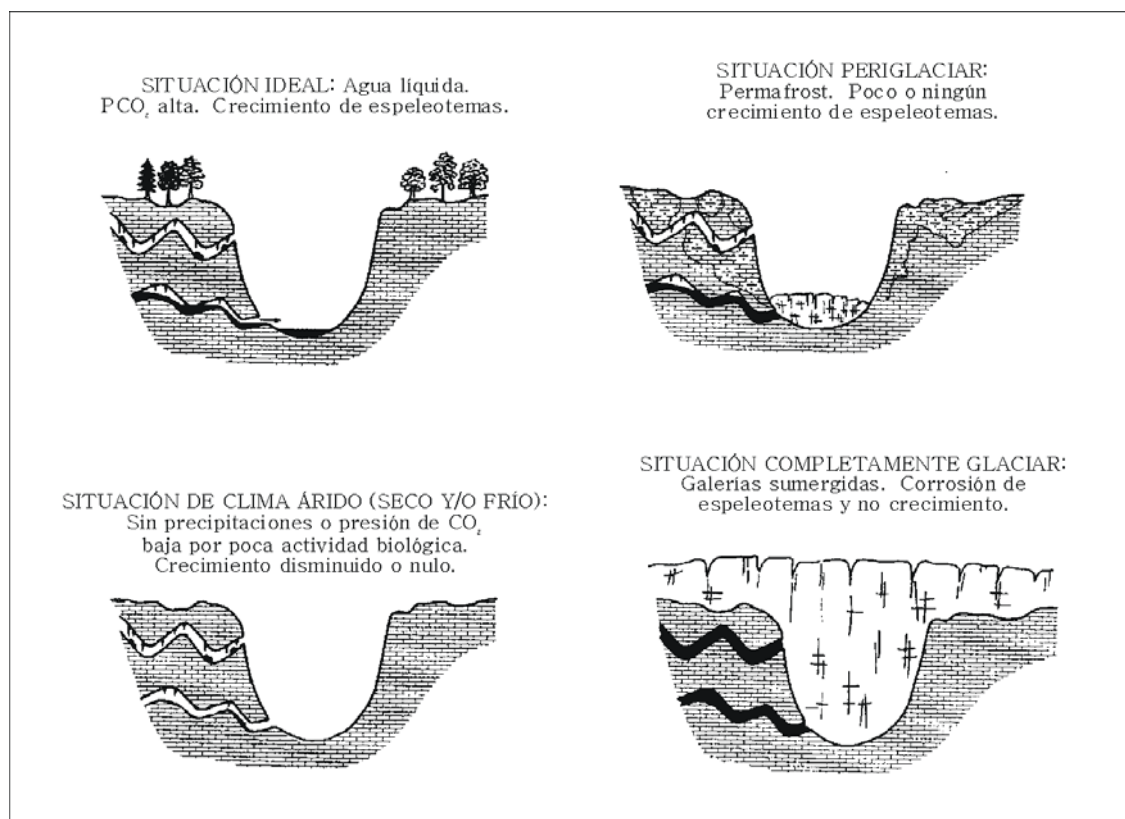


Figura 5.12. Mecanismos climáticos propuestos para explicar la distribución discontinua de espeleotemas en el tiempo (modificado de Lauritzen, 1993).

En resumen, la ausencia de espeleotemas se ha interpretado de diferentes maneras pero su presencia masiva suele indicar la existencia de clima húmedo, no muy frío y en general benigno para las plantas y el desarrollo de suelo. El

crecimiento de un espeleotema individual puede estar afectado por factores locales, pero por otro lado, la distribución de edades de los espeleotemas a lo largo del tiempo debería aproximarse al volumen de calcita precipitado en cada momento.

5.3.1. Distribución de edades de crecimiento de espeleotemas en la zona estudiada de la Cueva del Cobre

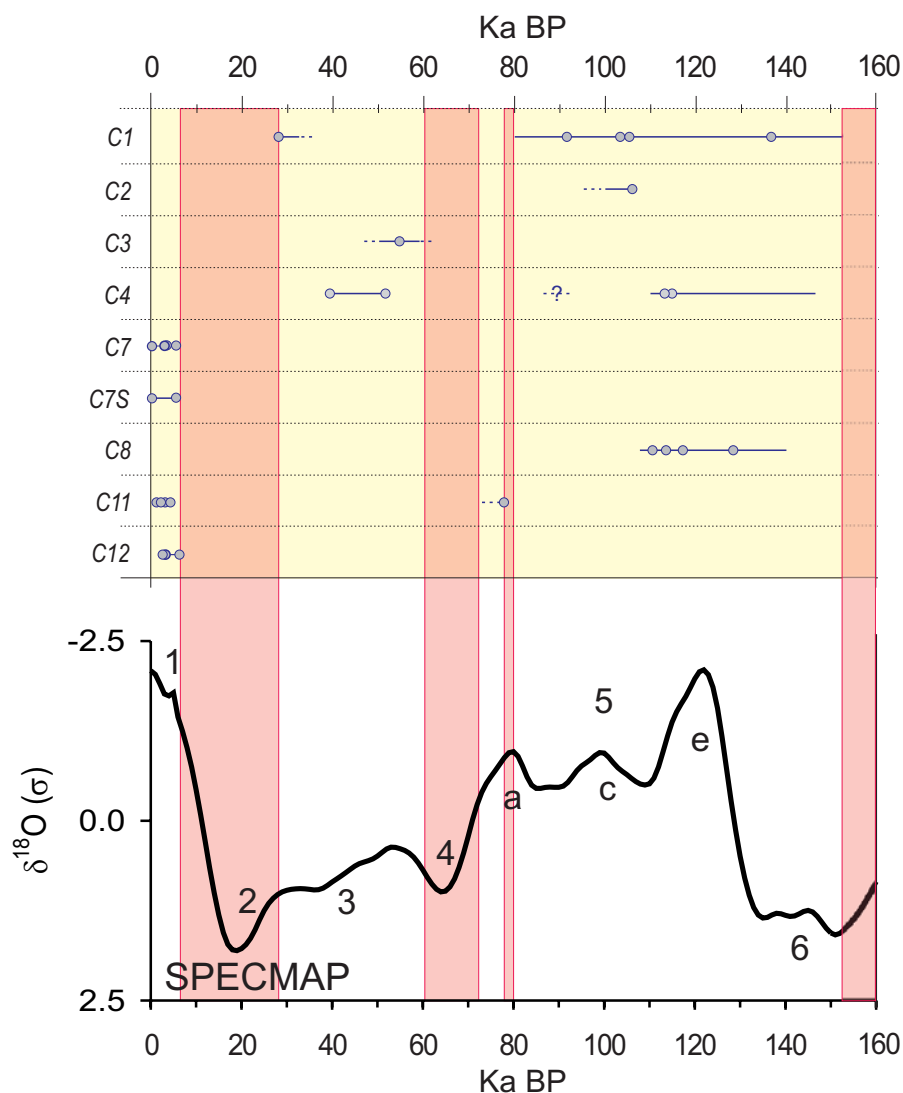
Las edades de crecimiento de los espeleotemas estudiados procedentes de la Cueva del Cobre también muestran una distribución desigual (figura 5.13). Ninguna de las estalagmitas estudiadas creció anteriormente a ~152 ka BP. Tampoco se ha encontrado ninguna perteneciente a los periodos comprendidos entre ~80 y 77 ka BP, entre ~75 y 60 ka BP y desde ~27 hasta 6,5 ka BP. Sólo se ha encontrado una porción de estalagmita (la base de C11) que creciera entre ~77 y 75 ka BP y su crecimiento cesó al cabo de pocos centímetros para no reiniciarse hasta el Holoceno reciente. Por lo tanto, es de suponer que la época entre ~80 y 75 ka BP ya correspondiera a una etapa de poca precipitación de calcita en la cueva, previa a la detención del crecimiento descrita hasta ~60 ka BP.

En resumen, se han encontrado dos periodos de crecimiento relativamente abundante (entre ~149 y 105 ka BP y desde ~6,5 ka BP hasta la actualidad), dos periodos de formación esporádica de espeleotemas (entre ~105 y 75 ka BP y desde ~60 hasta 27 ka BP) y tres periodos de los que no se ha encontrado ninguna estalagmita (anterior a ~152 ka BP, entre ~75 y 60 ka BP y desde ~27 hasta 6,5 ka BP).

En la figura 5.13 se pueden comparar estos periodos con el registro marino SPECMAP (Imbrie *et al.*, 1984). De los espeleotemas estudiados, la mayoría se ha formado durante el Holoceno (MIS-1) y el último periodo interglacial (MIS-5). El crecimiento esporádico descrito entre ~60 y 27 ka BP corresponde con el MIS-3. Muchos de los espeleotemas estudiados pertenecientes a esa época están peor desarrollados que los demás y presentan un crecimiento muy complejo (estalagmita C3 y parte alta de C1). Los periodos sin crecimiento (franjas rojas en la figura) corresponden también en todos los casos a estadios isotópicos pares (esto es, con mayor acumulación de hielo en los polos).

La existencia de formas de origen glaciar sobre la cueva y en los alrededores (Hernández Pacheco, 1944) pertenecientes a más de un pulso glacial (Díaz Martínez, 1989) permite pensar que el reducido número de espeleotemas en crecimiento durante los episodios fríos del Pleistoceno (estadios pares) pudo deberse a la existencia de condiciones glaciares o periglaciares (permafrost) y a la baja actividad orgánica en los alrededores de la zona de estudio.

El crecimiento de la estalagmita más antigua encontrada (C1) se inicia en ~153 ka BP. Poco después comienza el crecimiento de C4 (~149 ka BP) seguido del de C8 (antes de 138 ka BP, ya que la base no se pudo extraer de la cueva). El crecimiento de estas dos estalagmitas continúa hasta ~110 - 105 ka BP y cesa poco después del final del MIS-5e que corresponde al paso del intervalo continental interglacial Eemiense al glacial Weichseliense (figura 5.13). El crecimiento de C1 continúa hasta ~80 ka BP y se detiene durante el MIS-5a.



Cronoestratigrafía Continental	América del Norte	Holoceno	Wisconsinense Superior	Wisconsinense Medio	Wisconsinense Inferior	Eo-Wisconsinense	Sangamonense	Illinoense
	Islas Británicas	Flandriense	Devensiense Superior	Devensiense Medio	Devensiense Inferior			
	Europa Noroccidental	Holoceno	Weichseliense Superior	Weichseliense Medio		Weichseliense Inferior	Eemiense	Saaliense
							Ipswichiense	Wolstoniense

Figura 5.13. Distribución de edades de crecimiento de los espeleotemas estudiados en la Cueva del Cobre junto con el registro isotópico marino SPECMAP (Imbrie et al., 1984) y los estadios isotópicos definidos por Shackleton y Opdyke (1973). Se incluye también la cronoestratigrafía continental del Pleistoceno reciente y el Holoceno (Gibbard y van Kolfschotten, 2004). Las franjas rojas señalan periodos de los que no se han encontrado espeleotemas en la zona de estudio.

Durante este estadio isotópico y el siguiente sólo se ha encontrado un espeleotema creciendo que corresponde a la base de C11 (~77 ka BP), y cuyo crecimiento cesa enseguida. Podemos deducir entonces que durante el MIS-5a (fin del Weichseliense inferior) el crecimiento pasó a ser minoritario para desaparecer (según nuestros datos) durante todo el máximo glacial correspondiente al MIS-4.

El volumen de hielo del MIS-3 es similar al de un periodo interglacial por lo que los paleoclimatólogos oceánicos lo consideran como tal. Sin embargo, en zonas continentales y particularmente en la Europa Noroccidental este periodo se caracteriza por un clima predominantemente frío y variable interrumpido por ligeras mejorías (Gibbard y van Kolfshoten, 2004). En la zona estudiada de la Cueva del Cobre se formaron algunos espeleotemas de forma esporádica aunque su desarrollo suele ser menor y más complejo que el de los demás. No se han encontrado estalagmitas correspondientes al MIS-2 (Weichseliense Superior) ni a la primera parte del MIS-1, esto es, el Holoceno antiguo. Es posible que las condiciones periglaciares hayan perdurado en esta zona hasta entrado el Holoceno.

Esta distribución de las edades de crecimiento de los espeleotemas de la zona de estudio de la Cueva del Cobre es a grandes rasgos muy similar a la de otras cuevas de latitudes medias y altas de Europa y América: Atkinson *et al.* (1978), Hennig *et al.* (1983) y Gascoyne *et al.* (1983a).

Sin embargo, en ella se observan dos hechos interesantes. El primero es el cambio de comportamiento de los espeleotemas estudiados durante el MIS-5. El crecimiento de la estalagmita C1 cesa en el pico del MIS-5a y la precipitación de calcita está en general muy disminuida respecto a los milenios anteriores. Este cambio también fue observado por Hennig *et al.* (1983), que encontraron una actividad mucho menor de las cuevas situadas en latitudes medias y altas durante el 5a que durante el 5c y 5e. Atkinson *et al.* (1978) tampoco encontraron ningún espeleotema correspondiente a esta época. En cuevas en las que la distribución del crecimiento es contrario, por ejemplo en las descritas por Vaks *et al.* (2003) en Israel, no existe crecimiento durante la mayor parte del MIS-5, y éste comienza en ~80 ka BP, correspondiendo como en nuestro caso al pico del MIS-5a. Por lo tanto, es posible que este momento coincida con un cambio en los patrones climáticos a nivel global (temperatura y precipitación) que sería previo al límite Weichseliense Inferior-Medio.

Algo parecido ocurre con el MIS-5e. En la Cueva del Cobre corresponde a una época de crecimiento abundante, continuo y estable, que cesa poco después de terminar este estadio, correspondiente al interglacial Eemiense continental (figura 5.13). En otras cuevas del mundo el MIS-5e también tiene un comportamiento diferente al del resto del MIS-5, como por ejemplo en lugares tan apartados como Australia (Ayliffe *et al.*, 1998) y Eslovaquia (Hercman *et al.*, 1997) en los que no hay precipitación de calcita. En la cueva estudiada en Australia las condiciones del MIS-5e se inician hacia ~155 ka BP, aproximadamente como en nuestro caso. Estos cambios de comportamiento podría datarnos el inicio y el fin del Eemiense en esta zona.

El otro hecho interesante que encontramos en la distribución de las edades de los espeleotemas de la Cueva del Cobre es la gran cantidad relativa de estalagmitas pertenecientes al último interglacial. Gascoyne *et al.* (1983a) encontraron una disminución exponencial de la frecuencia de espeleotemas antiguos en el norte de Europa debido al enterramiento por otros más modernos o por erosión o alteración. Este hecho no se da en la zona estudiada de la Cueva del Cobre, en donde dentro de los tres estadios de crecimiento descritos, el MIS-5 es el que presenta el mayor número de espeleotemas muestreados. Esto nos lleva a obtener dos conclusiones: por un lado, las condiciones ambientales pudieron ser más favorables para el crecimiento de estalagmitas durante este estadio que en la actualidad, quizá por mayor actividad orgánica en el suelo, vegetación más densa o mayor humedad que la actual. Sin embargo, dado que las tasas de crecimiento de esta época son mucho menores que las actuales (ver capítulo 5.2) la hipótesis más plausible es que el crecimiento de espeleotemas en esta época no fuera debido a una mejora cuantitativa de las condiciones sino a una mayor estabilidad de esas condiciones favorables además de a la mayor longitud del intervalo temporal. Por otro lado, la segunda conclusión se extrae de la buena preservación exterior de las estalagmitas “antiguas”, que no se diferencian de las actuales. Esto sugiere que no ha existido inundación de los conductos kársticos en los que se han muestreado las estalagmitas pleistocenas ni cambio importante de la química del agua de goteo, que al seguir activo en algunos casos, podría haber provocado corrosión o alteración.

5.3.2. Retirada de los hielos. Inicio del Eemiense.

Un rasgo característico de la distribución de edades de crecimiento de estalagmitas en la Cueva del Cobre es que todos los espeleotemas que crecieron durante el MIS-5 iniciaron su formación algo antes, hacia ~145-155 ka BP, dentro del MIS-6 definido sobre el registro marino SPECMAP (Imbrie *et al.*, 1984; Shackleton y Opkyke, 1973).

La importancia de este tema radica en dos puntos. El primero comienza con la publicación de los datos de la vena de calcita de Devils Hole (Winograd *et al.*, 1992, Landwehr *et al.*, 1997) que sugirió que el comienzo del Eemiense (esto es, la Terminación II) tuvo lugar significativamente antes de lo deducido a partir de los registros marinos (por ejemplo, SPECMAP) y la teoría de Milankovitch (Imbrie *et al.*, 1984; Karner y Muller, 2000). Después de Devils Hole, otros registros, en su mayoría continentales, también apuntaron a un inicio de la Terminación II anterior al comienzo del MIS-5e equivalente (Lauritzen, 1995; Winograd, 2002; Gallup *et al.*, 2002; Spötl *et al.*, 2002; Shackleton *et al.*, 2003; Yuan *et al.*, 2004). En Europa, se han propuesto distintas edades para la retirada de los hielos del Manto Británico y Fenoescandinavo (Winograd, 2002). Esta incertidumbre podría disiparse mediante la datación sistemática de espeleotemas de toda Europa (Winograd, 2002) ya que el comienzo de formación masivo de espeleotemas marca una edad mínima para la deglaciación en la vecindad de las cuevas estudiadas. Por otro lado, el límite Pleistoceno Medio-Superior se sitúa convencionalmente en la base del MIS-5 siguiendo con

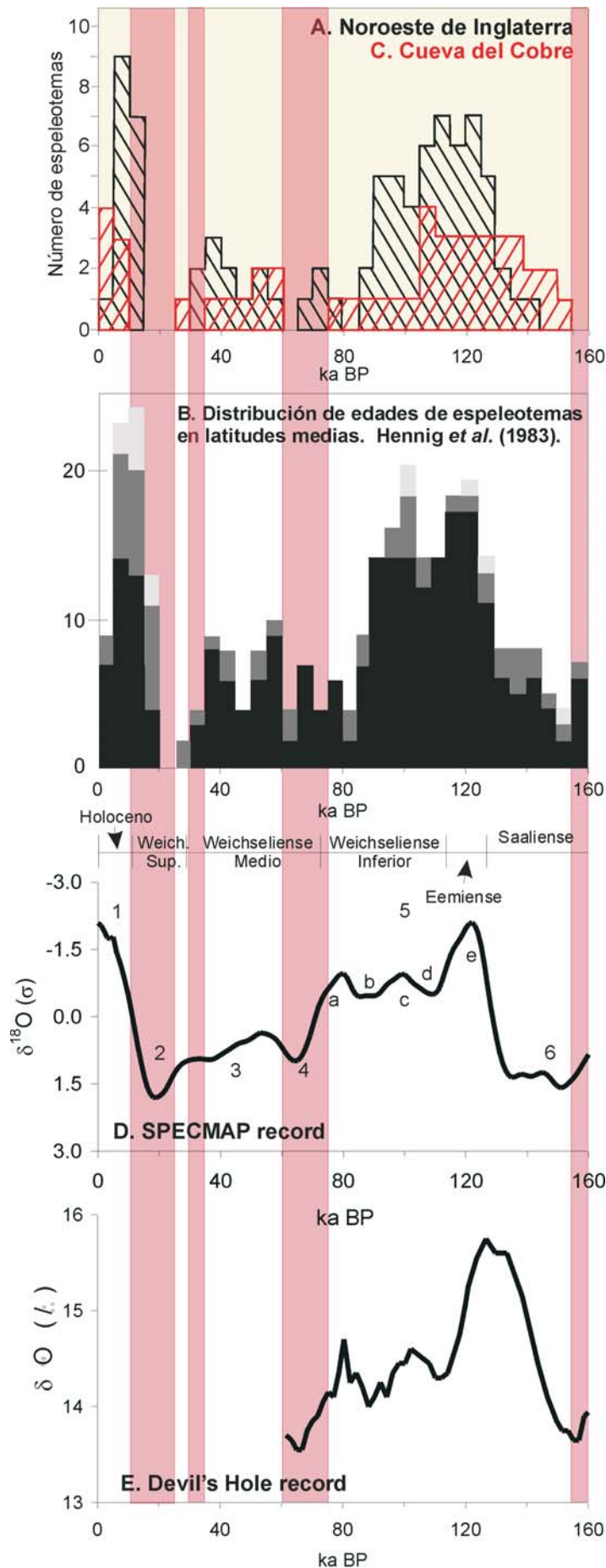


Figura 5.14. Intervalos de crecimiento de espeleotemas en la Cueva del Cobre (color rojo) representa sobre la gráfica equivalente de una cueva del noroeste de Inglaterra (Gascoyne et al., 1983a). Los dos histogramas se han construido usando clases de 5000 años. Estas ventanas de crecimiento se pueden comparar con los intervalos glaciales e interglaciales deducidos a partir de los registros de SPECMAP (marino; Imbrie et al., 1984) y Devils Hole (continental; Landwehr et al., 1997).

la idea tradicional de que el límite basal del Pleistoceno Superior coincide con el comienzo del último interglacial continental (Gibbard y van Kolfschotten, 2004).

Es probable que el comienzo del último periodo interglacial como tal no sea contemporáneo a escala global, así como la retirada de los hielos, y que las unidades climatoestratigráficas no sean contemporáneas sino que más bien se comporten como “facies climáticas progradantes” en función de la latitud y la continentalidad (Winograd, 2002). La Cueva del Cobre está situada a una latitud más baja que otras cuevas anteriormente estudiadas. Esto, junto con el hecho comprobado anteriormente de que el crecimiento masivo de espeleotemas sólo se produce en épocas interglaciales y la situación de la cueva debajo de restos glaciares de montaña, activos en más de una ocasión (Díaz Martínez, 1989) hacen de esta cueva una magnífica candidata para datar el retroceso de los hielos en esta zona. España sólo tuvo glaciares de montaña durante los intervalos glaciales y es de suponer que la deglaciación como respuesta a una cambio global empezara antes que en latitudes mayores.

El crecimiento abundante de espeleotemas en el tránsito entre condiciones glaciales e interglaciales comienza cuando los glaciares se retiran y se desarrollan suelos biológicamente activos, necesarios para la producción de CO₂ (Winograd, 2002). El tiempo transcurrido entre la deglaciación en una zona y el comienzo de la precipitación de calcita varía entre 3 y 5 ka, según Gascoyne *et al.* (1983a). Por lo tanto, según las edades obtenidas para las bases de las estalagmitas pleistocenas estudiadas (C1, C4 y C8), la edad mínima de desaparición de las condiciones glaciares y periglaciares en el entorno de la Cueva del Cobre estaría entre ~152 y 157 ka BP. Esta fecha es bastante anterior a la obtenida para el inicio de la Terminación II a partir de otros registros como SPECMAP, GRIP o Vostok (entre ~135 y 145 ka BP). Sin embargo, este comienzo temprano de crecimiento masivo de espeleotemas durante la Terminación II se ha observado también en otras cuevas (Harmon *et al.*, 1978a; Hennig *et al.*, 1983) y es consistente con las edades propuestas por otros autores para las bases de espeleotemas eemienses europeos (Gascoyne *et al.*, 1981b; Baker *et al.*, 1993 and 1995; Lauritzen, 1995; Berstad *et al.*, 1997; Spötl *et al.*, 2002). En conjunto, estos últimos sugieren que hacia ~ 133 – 145 ka BP, los mantos de hielo se había retirado de los Alpes, las Islas Británicas y el norte de Europa y que ya se habían desarrollado suelos biológicamente activos (Winograd, 2002). Por lo tanto, no es difícil aceptar que las condiciones favorables para el crecimiento de espeleotemas hubieran podido darse en España unos miles de años antes, dada su latitud y la influencia cálida de África y el Mar Mediterráneo. Las ventanas temporales con formación de calcita son más anchas cuanto menor es la latitud ya que los hielos comienzan a retirarse desde los trópicos. Este hecho ya ha sido notado por otros autores anteriormente (Gordon *et al.*, 1989 y Hercman, 2000). Esta fecha coincide además con la del inicio de la Terminación II obtenida por Sánchez-Goñi *et al.* (1999) y Shackleton *et al.* (2002) en sondeos marinos en la plataforma portuguesa.

5.3.3. Conclusiones sobre las edades de crecimiento de los espeleotemas

Las edades de crecimiento de los espeleotemas estudiados procedentes de Cueva del Cobre muestran una distribución discontinua. Se han encontrado dos periodos de crecimiento abundante (entre ~150 y 105 ka BP y desde ~6,5 ka BP hasta la actualidad), dos periodos de formación esporádica de espeleotemas (entre ~105 y 75 ka BP y desde ~60 hasta 27 ka BP) y tres periodos de los cuales no se ha encontrado ninguna estalagmita (anterior a ~152 ka BP, entre ~75 y 60 ka BP y desde ~27 hasta 6,5 ka BP).

La distribución de las edades de crecimiento parece tener una influencia climática en la Cueva del Cobre. Los periodos con mayor número de especímenes creciendo corresponden a grandes rasgos a los MIS-5 y 1, esto es, el presente y el anterior interglacial. Los periodos de formación esporádica de espeleotemas corresponden a los MIS-5a y 3 (fin del Weichseliense Inferior y fin del Weichseliense Medio respectivamente), mientras que los periodos de mínimo crecimiento corresponden a los MIS fríos pares 2, 4 y 6.

La distribución de edades de crecimiento de los espeleotemas de cueva del Cobre es similar a grandes rasgos a la de otras cuevas situadas en latitudes medias y altas de Europa y América.

Dado que existen formas de origen glaciario muy cerca de la zona de estudio, la ausencia de espeleotemas durante las épocas frías (MIS 2, 4 y 6) se puede atribuir a la existencia de condiciones glaciares y/o periglaciares sobre la cueva, que han sido descritas con anterioridad en esta misma zona (Hernández Pacheco, 1944 y Díaz Martínez, 1989).

El crecimiento de las estalagmitas más antiguas se inicia en torno a ~153-149 ka BP y podría estar relacionado con el comienzo del episodio interglacial Eemiense en esta zona. Esta fecha concuerda con las propuestas por otros autores para este tránsito en otros lugares de Europa. Un nuevo cambio en la precipitación de la calcita tiene lugar alrededor de 110-105 ka BP, que podría coincidir con el tránsito Eemiense-Weichseliense.

La formación de espeleotemas empieza a ser esporádica a partir del MIS-5a, alrededor de ~80 ka BP. Este subestadio presenta un comportamiento distinto del resto del MIS-5, al igual que en otras cuevas del mundo.

De entre los episodios de crecimiento descritos para la Cueva del Cobre, el correspondiente al MIS-5 es en el que se formaron más espeleotemas, al contrario que en otras cuevas en las que los espeleotemas antiguos no se encuentran bien conservados. Esto probablemente sea debido a una gran estabilidad en las condiciones favorables para la formación de espeleotemas durante el último interglacial.

El inicio de esas condiciones favorables marca una edad mínima para la retirada de los hielos en esa zona. Gracias a eso podemos situar el comienzo de la Terminación II alrededor de ~152-157 ka BP. Esta fecha del inicio del calentamiento de la zona es algo anterior a la propuesta por otros autores para zonas glaciadas de Europa, pero concuerda bastante bien, dada la latitud más baja de España y la influencia cálida de África y el Mar Mediterráneo.

5.4. COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS ANALÍTICOS DE DOS ESTALAGMITAS SIAMESAS

El muestreo de espeleotemas en la Cueva del Cobre nos ha brindado una oportunidad poco común: la de comprobar el grado de coincidencia de los resultados de dos estalagmitas contemporáneas formadas en el mismo lugar. Dado que las dos estalagmitas han crecido a la vez y bajo las mismas condiciones (salvo las derivadas exclusivamente de cada goteo), sus registros paleoambientales deberían ser similares y la no coincidencia de algún indicador debería implicar necesariamente que esa variable no está registrando condiciones paleoambientales sino propias de cada goteo. Estas dos estalagmitas son C7 y C7S. Se han tratado y manipulado como dos estalagmitas independientes aunque en realidad están unidas formando una estalagmita compuesta (figura 5.15).

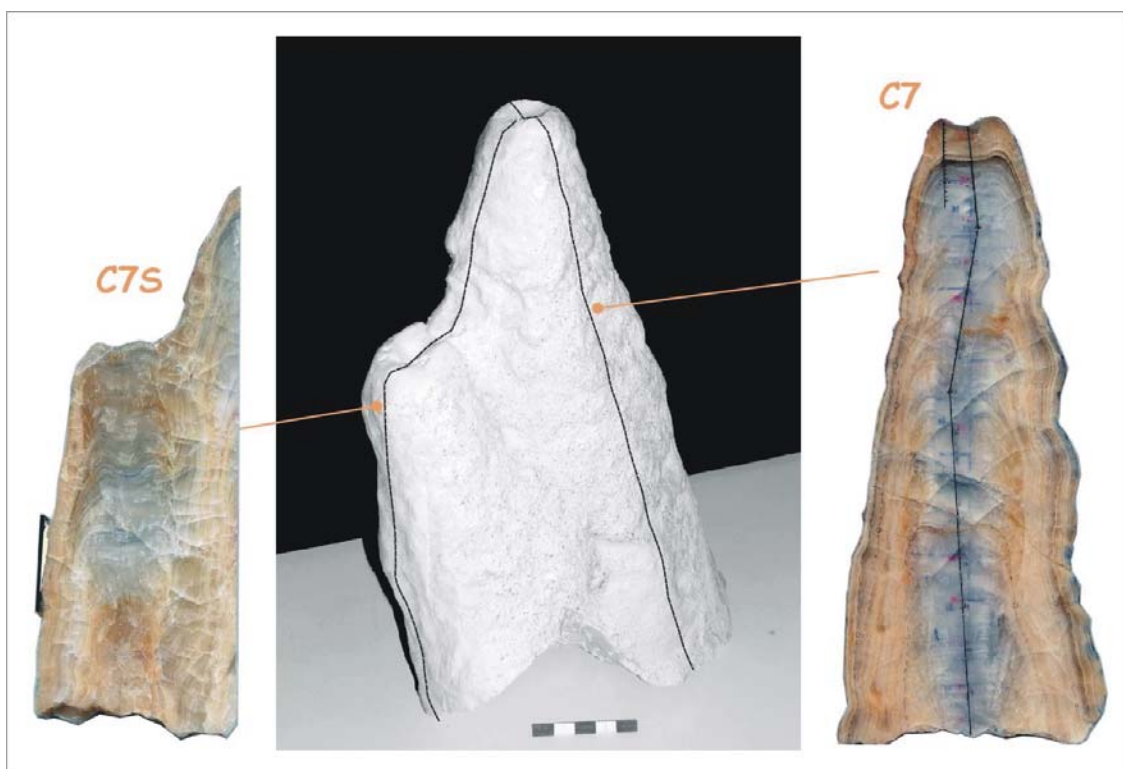


Figura 5.15. Aspecto externo de las estalagmitas C7 y C7S. Se representa la orientación de los cortes realizados para obtener las láminas de referencia. La escala está en centímetros.

Aunque no es extraño encontrar estalagmitas compuestas, no es tan común (al menos en la literatura) que las dos partes de la estalagmita sean contemporáneas y que las láminas de crecimiento puedan seguirse de manera continua desde un ápice hasta el otro. Aprovechando esta oportunidad que brindan C7 y C7S, trataremos de comprobar el grado de similitud de los registros paleoambientales de cada estalagmita. Compararemos su aspecto, tamaño, color y textura de calcita microscópica, tasas de crecimiento, presencia de hiatos, presencia de dobletes (posibles láminas anuales), concentración de

uranio y composición isotópica del oxígeno y carbono, entre otras características.

5.4.1. Descripción de las estalagmitas

El conjunto formado por C7 y C7S no es el resultado de un goteo que haya cambiado de posición con el tiempo, sino de dos goteos independientes separados aproximadamente 7 cm. Las dos estalagmitas (C7 y C7S) presentan morfología cónica, tienen una altura de ~28 y 21 cm respectivamente y están unidas longitudinalmente (figura 5.15). La anchura de la base corresponde a la suma de las bases de ambas y supera los 19 cm en el eje más largo.

El aspecto exterior de ambas es ligeramente rugoso y de color rosado-pardo. Los dos ápices son cóncavos hacia abajo y presentan pequeñas depresiones centrales verticales de tamaño submilimétrico.

Para obtener las dos lonchas de referencia presentadas en el capítulo 4 y en la figura 5.15 se realizaron a las estalagmitas sendos cortes longitudinales y perpendiculares entre sí. Los cortes revelaron parecidos y diferencias entre los interiores de C7 y C7S. Ambas estalagmitas presentan color rosado, más oscuro y opaco en C7S. Por el contrario, el interior de C7 es relativamente transparente en la zona axial central (se pueden ver las marcas de rotulador a través de una loncha de ~5-6 mm, figura 5.15) y sólo presenta color rosado en los bordes.

A simple vista la calcita de C7 tiene un aspecto más masivo. Es prácticamente imposible reconocer laminaciones de crecimiento en la zona transparente y lechosa axial (fue complicado elegir láminas para el test de Hendy). Por el contrario, C7S está formada por tres paquetes de calcita diferenciados. El inferior, de color marrón, es bastante masivo, y no se observan láminas de crecimiento. En el paquete de la parte media, de aspecto lechoso, y en el superior, también marrón, sí se observan algunas láminas de crecimiento e indicios de disolución.

5.4.2. Tipos de calcita. Comparación de columnas microestratigráficas

Éste es un aspecto particularmente llamativo al comparar las estalagmitas C7 y C7S. En el punto 5.2 de esta memoria se presentó una posible correlación de las columnas microestratigráficas (figura 5.6). En ese apartado ya se hizo notar que goteos contemporáneos no precipitan necesariamente el mismo tipo de calcita a la vez y por lo tanto, la textura microscópica de la calcita no es un rasgo que dependa únicamente de factores ambientales. Sin embargo, los cambios drásticos de la textura sí parecían ser correlacionables y gracias a ellos pudimos definir tramos equivalentes y contemporáneos en las dos estalagmitas. A continuación vamos a comparar con un poco más de detalle el aspecto y la equivalencia de algunos de esos tramos para tratar de comprender qué factores son responsables de cada característica.

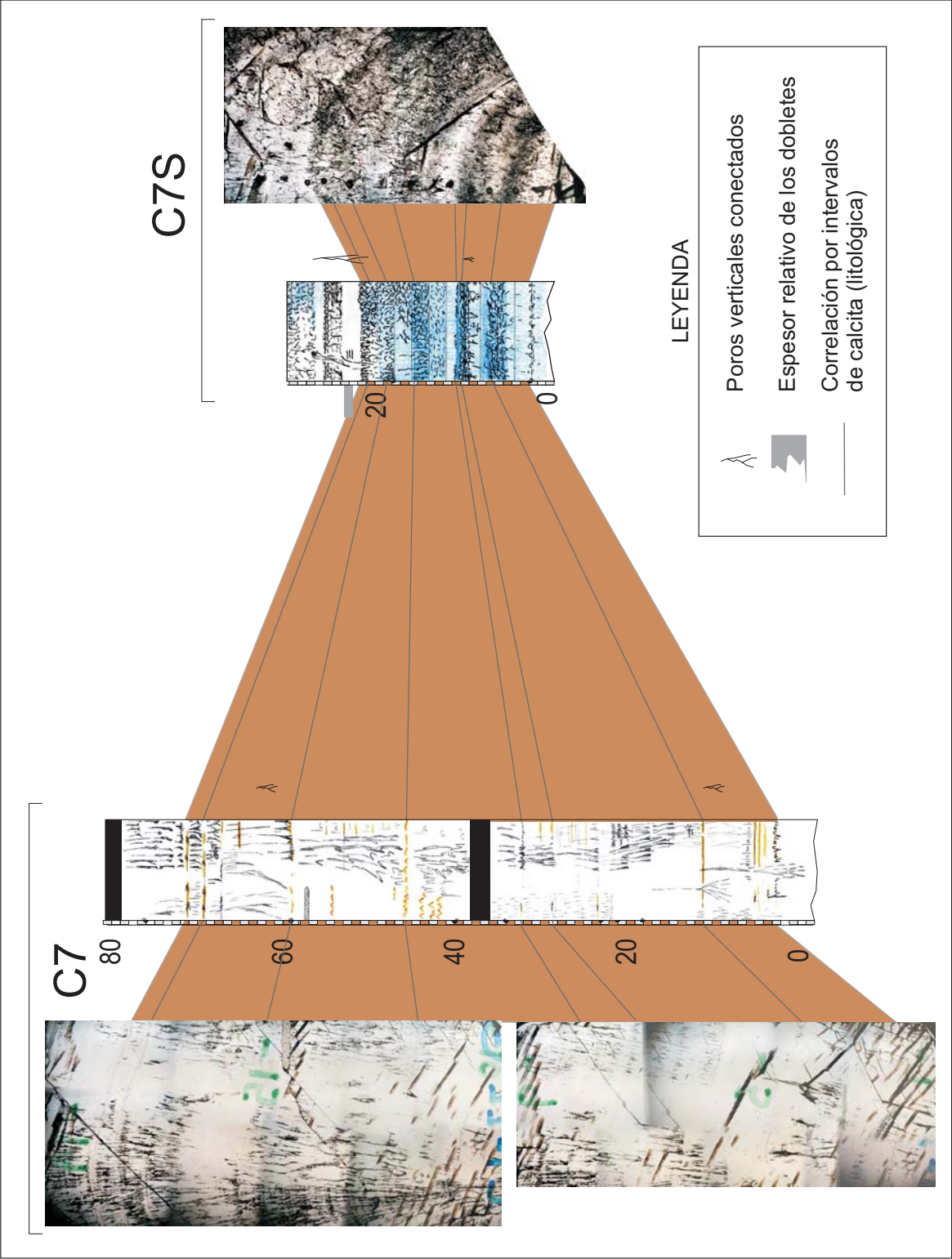


Figura 5.16. Aspecto del Tramo 1 definido mediante la correlación de las estalagmitas C7, C7S y C12 (apartado 5.2 de esta memoria). La escala está en milímetros. Obsérvense las diferencias microscópicas y las distintas tasas de crecimiento de las dos estalagmitas.

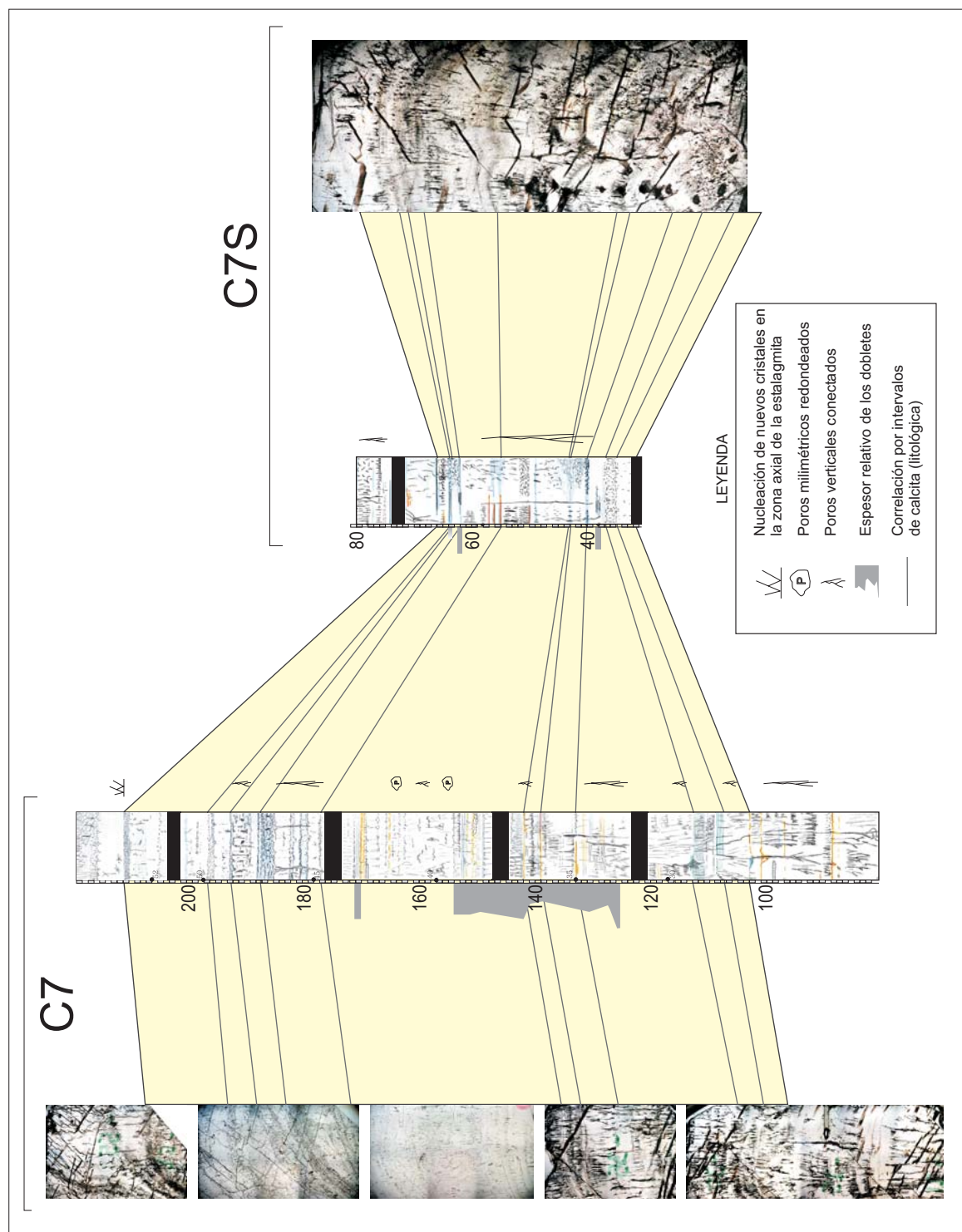


Figura 5.17. Aspecto del Tramo 3 definido mediante la correlación de las estalagmitas C7, C7S y C12 (apartado 5.2 de esta memoria). La escala está en milímetros. Corresponde a una alternancia de tipos de calcita muy variables en la vertical, pero similar en las dos estalagmitas.

Tramo 1

En C7 este tramo tiene un espesor de 6,8 cm en la zona axial y está formado por una serie de láminas gruesas de calcita transparente que alternan con finas láminas marrones (figura 5.16). Se pueden distinguir 6 ó 7 de estas alternancias, que corresponden a una duración media de 270-230 años. Estos paquetes (calcita transparente más marrón) pueden correlacionarse con otros equivalentes en C7S formados por calcita nebulosa (azul en la columna de la figura) que pasa gradualmente a una lámina oquerosa, marcando el límite superior de la secuencia.

Evidentemente las condiciones de formación de este tramo de calcita en ambos espeleotemas fueron las mismas, ya que son contemporáneos y se formaron a sólo 7 cm de distancia. Por lo tanto, podemos deducir que el aspecto microscópico de la calcita depende en última instancia de las características de su goteo correspondiente: esto será probablemente velocidad de goteo y composición del agua.

Tramo 3

Es un tramo situado entre los milímetros 103 y 211 de la estalagmita C7, con un aspecto muy variable en la vertical pero similar en las dos estalagmitas a pesar de la gran diferencia en la tasa neta de crecimiento. Presenta una proporción similar de calcita transparente, marrón y nebulosa-oquerosa en las dos estalagmitas.

Dado que el tipo de calcita parece ser un indicador de las características de cada goteo según hemos deducido del tramo anterior, el hecho de que aparezcan tipos de calcita similares en los dos espeleotemas, podría indicar que los dos goteos estuvieron funcionando de una manera similar durante este periodo.

La alternancia de tipos de calcita muy distintos en las dos estalagmitas también podría indicar una inestabilidad similar en ambos goteos. Esta similitud podría deberse como causa última a una inestabilidad de las condiciones medioambientales presentes sobre la cueva en ese periodo de tiempo.

Tramo 4

Es el tramo superior de las dos estalagmitas y fue definido gracias al estudio microscópico de las láminas de crecimiento comunes a los dos ápices. El rasgo más llamativo de este tramo es la diferencia de espesor que presenta en las dos estalagmitas y que es debido principalmente a la presencia de varios hiatos de distinta duración (figura 5.19 – hiatos de C7 marcados en color más oscuro).

El aspecto de estos hiatos no guarda relación clara con su rango temporal. El llamado “primer hiato” (mm 262 de C7) corresponde a una lámina macroscópica del tipo *coconut meat* en la que con el microscopio se pueden distinguir muchas láminas de crecimiento condensadas. Esta discontinuidad equivale temporalmente a varias láminas de C7S, con un espesor de ~80 mm en la zona axial (figura 5.18). A simple vista es mucho más llamativo el hiato de corta

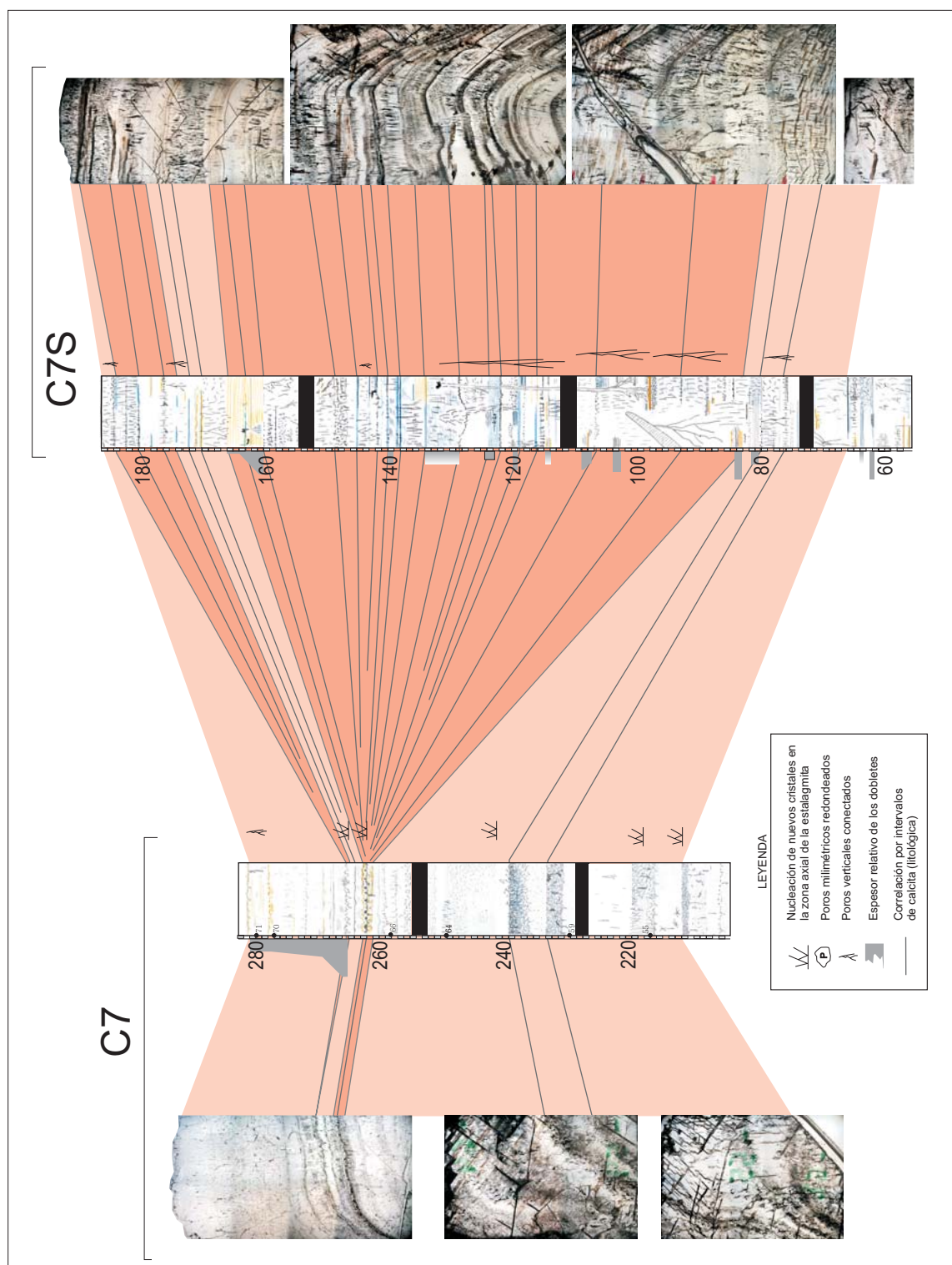


Figura 5.18. Aspecto del Tramo 4 definido mediante la correlación de las estalagmitas C7y C7S (apartado 5.2 de esta memoria). La escala está en milímetros. El color más oscuro señala los hiatos de C7 y sus tramos equivalentes de C7S.

duración del milímetro 133 de C7S que el relativamente discreto “primer hiato” de C7. Este hecho no es nuevo ya que la experiencia y las dataciones lo habían demostrado con anterioridad, pero la correlación de C7 y C7S a escala microscópica constituye una prueba muy clara.

5.4.3. Tasas de crecimiento

La correlación de las columnas microestratigráficas ha permitido comprobar las diferencias existentes entre las tasas de crecimiento de las dos estalagmitas. Las tasas de crecimiento de C7 y C7S ya se expusieron en el punto 5.2 de esta memoria entre las de las demás estalagmitas holocenas, pero ahora observaremos con más detalle la relación existente entre el crecimiento de estas dos estalagmitas siamesas.

Según la cronología que hemos construido a lo largo de esta investigación, C7 y C7S comenzaron a crecer prácticamente al mismo tiempo (5910 y 5850 años BP) de manera independiente (figura 5.19). Mientras el goteo de C7S precipitaba calcita oquerosa de color marrón y opaca *de visu* a una velocidad relativamente lenta (9–15 $\mu\text{m}/\text{año}$), a su lado el de C7 precipitaba calcita transparente ligeramente lechosa a una velocidad entre 2 y 7 veces mayor.

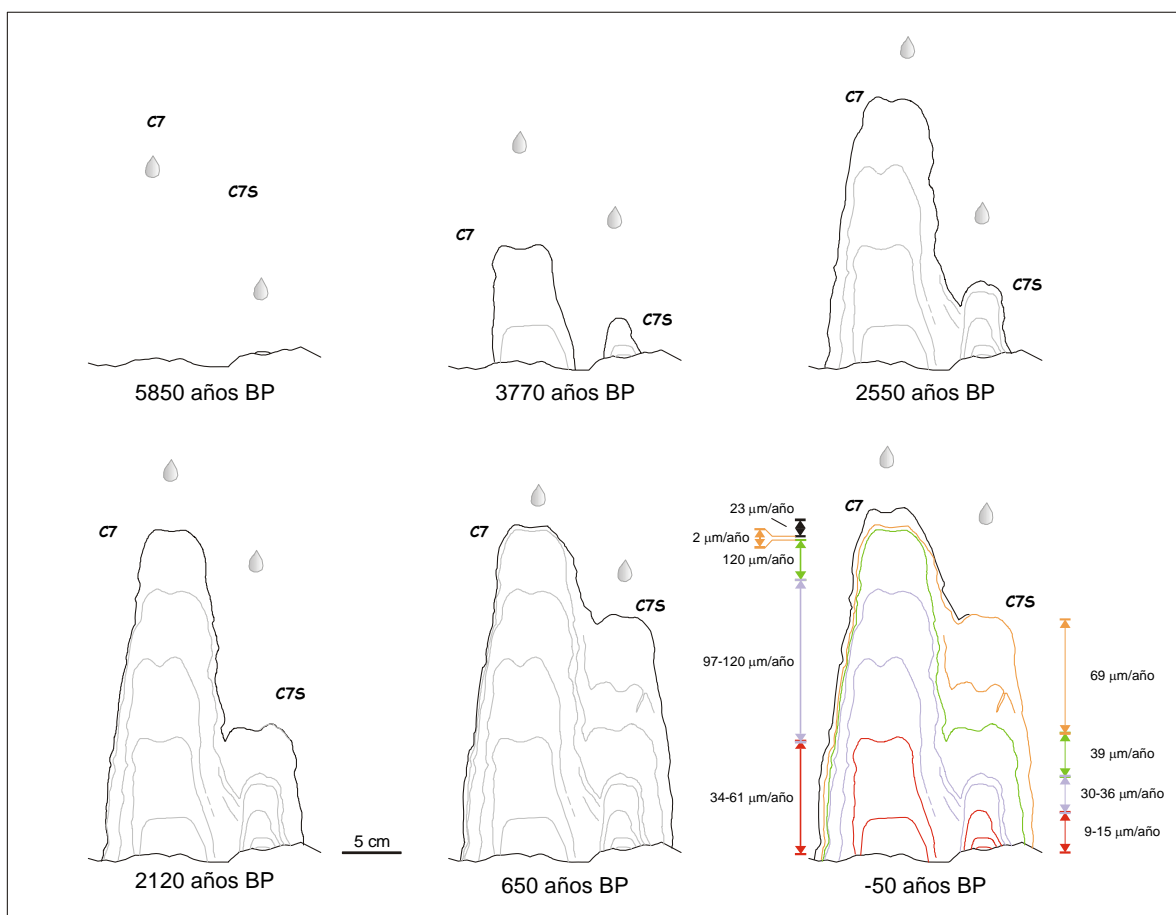


Figura 5.19. Relación entre las dos estalagmitas siamesas a lo largo de su formación junto con sus respectivas tasas de crecimiento.

Alrededor de ~2550 años BP, el comportamiento de las estalagmitas sufre un cambio apreciable. El goteo de C7S deja de precipitar calcita opaca marrón para empezar a formar calcita transparente más similar a la de C7. La lámina de agua se unifica y comienza a precipitar calcita sobre la superficie de las dos estalagmitas uniéndolas como dos siamesas. En el periodo que se inicia en este momento, las dos estalagmitas crecen en paralelo, con tasas de crecimiento relativamente altas, aunque siempre mayores en C7 (aproximadamente 3 veces las de C7S).

Alrededor de ~2120 años BP, este crecimiento paralelo se detiene coincidiendo con una disminución apreciable de la tasa de crecimiento media calculada a partir de todas las estalagmitas holocenas (figura 5.10 del apartado 5.2), es decir, coincidiendo con un posible cambio hidrológico general en esta parte de la cueva. El crecimiento de C7 prácticamente se detiene mientras que el de C7S se acelera hasta su tasa de crecimiento máxima para detenerse bruscamente después de ~650 años BP (~1300 d.C.). Aproximadamente en ese momento, el crecimiento de C7 se reanuda lentamente. Las láminas más recientes de C7 no llegan, ni siquiera muy adelgazadas, hasta el ápice de C7S.

En resumen, el crecimiento de C7 y C7S parece ser paralelo desde sus bases (~5850–5910 años BP) hasta ~2120 años BP, en el que pasa a ser complementario.

5.4.4. Espesor de dobletes

Los dobletes formados por alternancia de calcita transparente y compacta y calcita oscura y porosa se han interpretado en numerosas ocasiones como láminas de crecimiento formadas con una periodicidad anual (Baker *et al.*, 1993; Genty y Quinif, 1996). Gradziński *et al.* (1997) definió esta microfacies como la “Microfacies Laminada Rítmicamente”.

Una vez comprobada la periodicidad de los dobletes, las variaciones de sus espesores se han utilizado como indicador de la precipitación efectiva anual sobre las cuevas (Brook *et al.*, 1999; Proctor *et al.*, 2000; Finch *et al.*, 2003). Este tipo de estudios se suele realizar con espeleotemas que están formados por entero por una sucesión de dobletes.

No es éste el caso de los espeleotemas estudiados procedentes de la Cueva del Cobre. Todas las estalagmitas recogidas presentan laminaciones aunque no muchas corresponden a la alternancia que hemos denominado “doblete” (calcita transparente alternando con calcita nebulosa o marrón).

Las estalagmitas C7 y C7S presentan dobletes en ciertos intervalos verticales (figura 5.20) y, en ocasiones, sólo en parches aislados también lateralmente (ver también columnas del capítulo IV). C7 sólo presenta dobletes en un periodo continuo alrededor de ~3500 años BP y desde el último hiato hasta la actualidad (aproximadamente los últimos 700 años). C7S presenta dobletes agrupados en pequeño número en distintas épocas, rara vez coincidiendo con los de C7, ni siquiera cuando el crecimiento de las dos estalagmitas es más similar según otros indicadores (Tramo 3).

El espesor de los dobletes, aunque del mismo orden de magnitud que el crecimiento anual calculado para las estalagmitas, no parece guardar ninguna relación con la tasa de crecimiento del espeleotema (ver por ejemplo tasa de crecimiento y espesor de dobletes de C7S en figura 5.21).

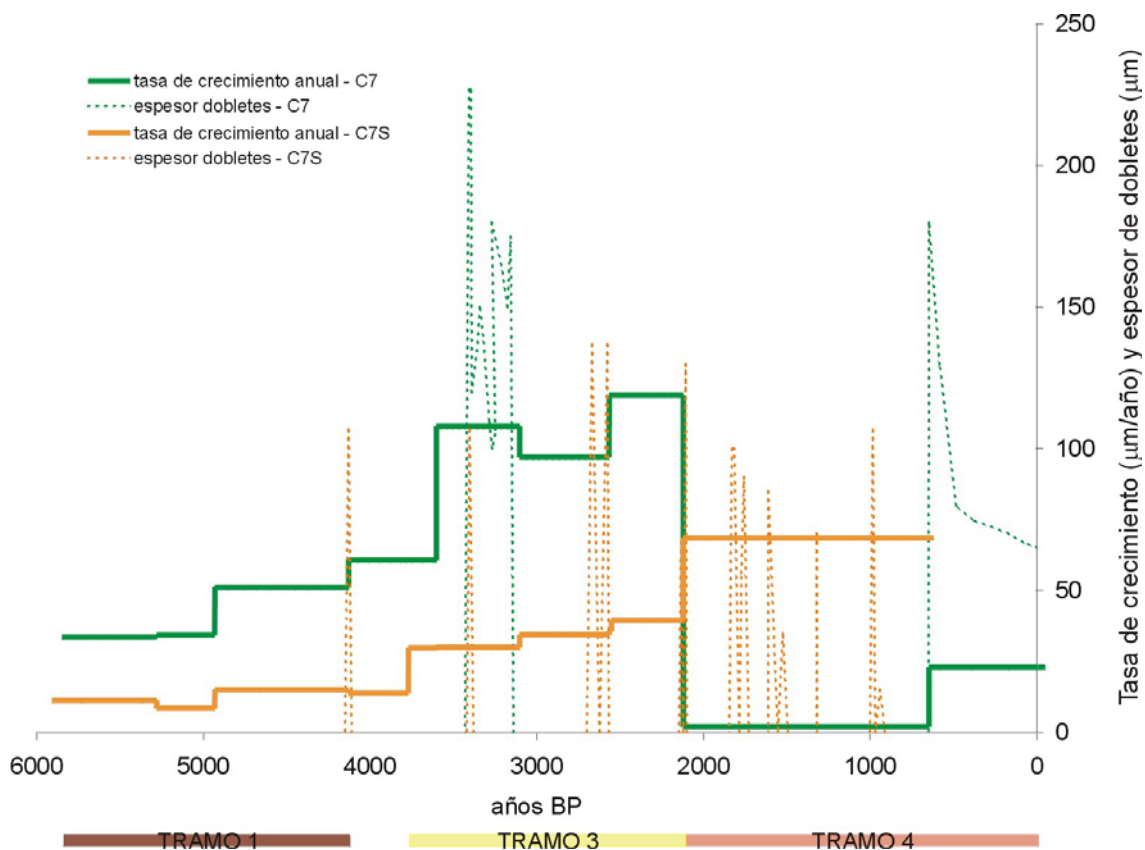


Figura 5.20. Tasas de crecimiento ($\mu\text{m}/\text{año}$) y espesor de las láminas de tipo doblete (μm) encontradas en las estalagmitas C7 y C7S. El espesor de los dobletes es muy similar a la tasa de crecimiento calculada, por lo que los dobletes podrían responder a una periodicidad anual.

La presencia de estos dobletes anuales indica una estacionalidad climática según algunos autores (por ejemplo, Baker *et al.*, 2002) y sólo se forman bajo condiciones de goteo muy concretas (McDonald *et al.*, 2006). Dado que en este caso, la formación de dobletes en las dos estalagmitas no es contemporánea, podemos deducir que su existencia no es necesariamente indicativa de estacionalidad climática, sino que puede indicar simplemente una variabilidad de cada goteo, estacional o no. De estos dobletes y su posible significado nos referiremos con más detalle en el apartado 5.7.

5.4.5. Comparación del sistema U-Th

La comparación de las características geoquímicas de las dos estalagmitas siamesas puede aportar información sobre qué rasgos geoquímicos tienen un

origen climático y cuáles pueden estar relacionados en mayor medida con su situación y goteo. En este apartado nos centraremos en las características del sistema U-Th. Para calibrar la importancia de las diferencias entre C7 y C7S compararemos sus resultados con los de otras estalagmitas.

El contenido total de uranio de C7 y C7S es similar y además muy parecido al de las demás estalagmitas contemporáneas (C11 y C12, figura 5.22-A – los círculos corresponden a estalagmitas pleistocenas y las cruces a holocenas) aunque el rango de C7 es algo más amplio. La coincidencia de los valores medios del contenido de uranio total de las estalagmitas holocenas (entre ~0,35 y 0,45 ppm) induce a pensar que este valor puede depender en última instancia de la meteorización y lixiviado de rocas ricas en uranio sobre la cueva y por lo tanto de factores ambientales y que el rango de variación se deba a otros factores de menos incidencia.

Sin embargo, esta afirmación no se cumple en las estalagmitas más antiguas (figura 5.21-A – círculos). El contenido de uranio total no guarda relación con la edad de las estalagmitas pero sí podría guardar alguna relación con la cota del goteo de cada estalagmita dentro de la cueva. Cuanto menor es la cota a la que se encuentra una estalagmita, mayor es en general su contenido total de uranio y mayor su rango de variación. Esto explicaría la coincidencia de los valores de uranio de las estalagmitas holocenas, ya que todas se recogieron más o menos a la misma cota.

Esta relación podría estar causada por un proceso de destilación. El coeficiente de distribución del uranio en la calcita es menor de 1, por lo que a medida que precipita calcita la solución aumenta su proporción relativa de uranio y, con el tiempo, forma espeleotemas más enriquecidos en uranio en niveles inferiores.

La relación de actividades $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, sin embargo, presenta valores muy diferentes en las distintas estalagmitas contemporáneas (figura 5.21-B) aunque es muy similar en las dos estalagmitas siamesas C7 y C7S. El valor de esta relación no parece depender de la edad (nuevamente las cruces corresponden a estalagmitas holocenas y los círculos a pleistocenas) ni de la cota del goteo dentro de la cueva.

En resumen, tanto la cantidad total de uranio como la relación de actividades $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ son similares en las dos estalagmitas siamesas, aunque el rango de variación es siempre mayor en C7 y esta diferencia viene probablemente marcada por las características de cada goteo y por las distintas resoluciones temporales de las muestras.

De la misma manera que anteriormente descubrimos que el goteo de C7 fue mucho más variable estudiando las tasas de crecimiento de las dos estalagmitas, esta misma variabilidad se puede descubrir de nuevo en los rangos de los valores de uranio.

5.4.6. Comparación de los registros isotópicos de oxígeno y carbono

La existencia de equilibrio isotópico durante el crecimiento de las estalagmitas C7 y C7S ya se ha discutido con anterioridad en el capítulo IV de esta memoria. En ese mismo capítulo se presentaron los resultados de los análisis de isótopos

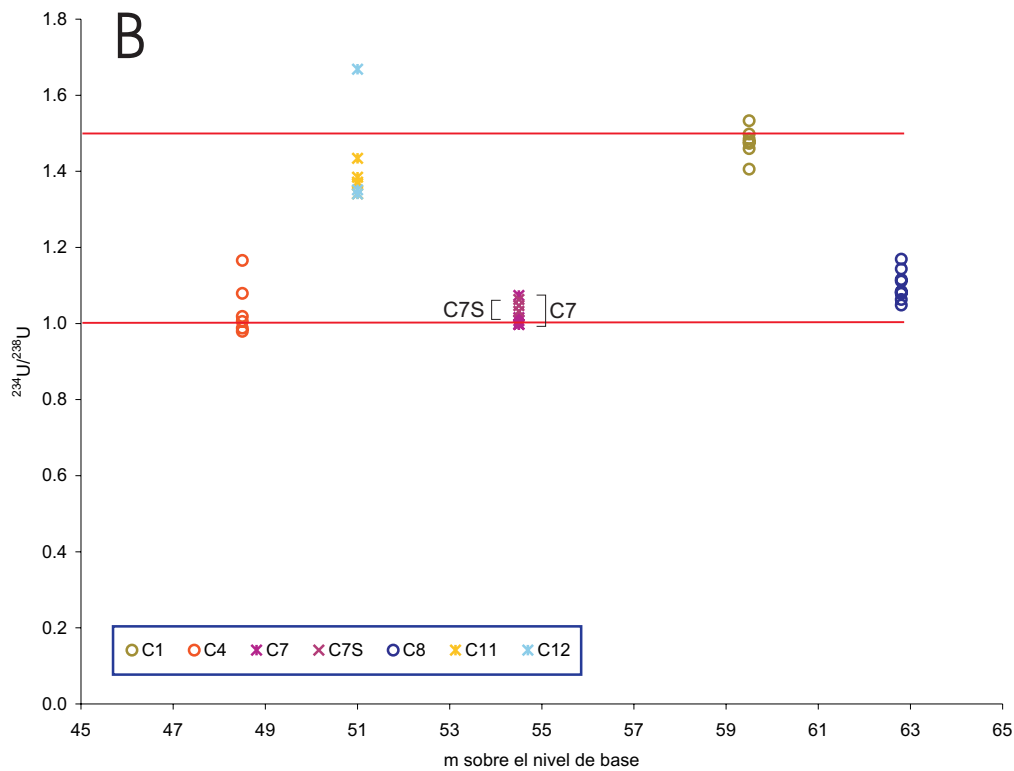
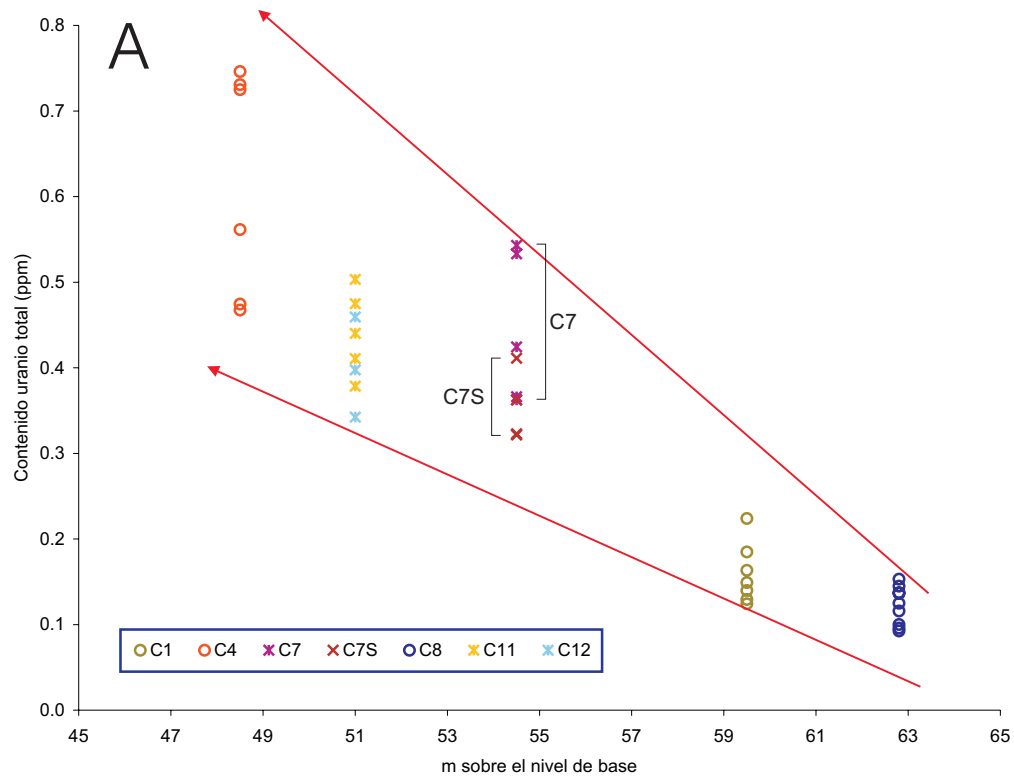


Figura 5.21. A) Relación del contenido total de uranio de las estalagmitas de la Cueva del Cobre con su edad (los círculos corresponden a estalagmitas pleistocenas y las cruces a holocenas) y su profundidad dentro de la cueva.
B) Relación de la actividad $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ con la edad de las estalagmitas y su cota en el interior de la cueva. Las líneas naranjas marcan el rango de valores más normales en las aguas meteóricas.

estables de oxígeno y carbono a lo largo de los ejes de crecimiento de las dos estalagmitas. A continuación compararemos los dos registros resultantes en el marco cronoestratigráfico obtenido en el apartado 5.2 para comprobar si los dos espeleotemas contiguos y contemporáneos preservan la misma señal isotópica y si ésta puede ser de origen climático.

Rango de variación

El rango de variación de los isótopos estables de oxígeno y carbono es muy similar en las dos estalagmitas (figura 5.22). Los valores isotópicos de oxígeno de C7 y C7S son similares a los de otras estalagmitas holocenas ligeramente más modernas pero los de carbono son ligeramente más negativos.

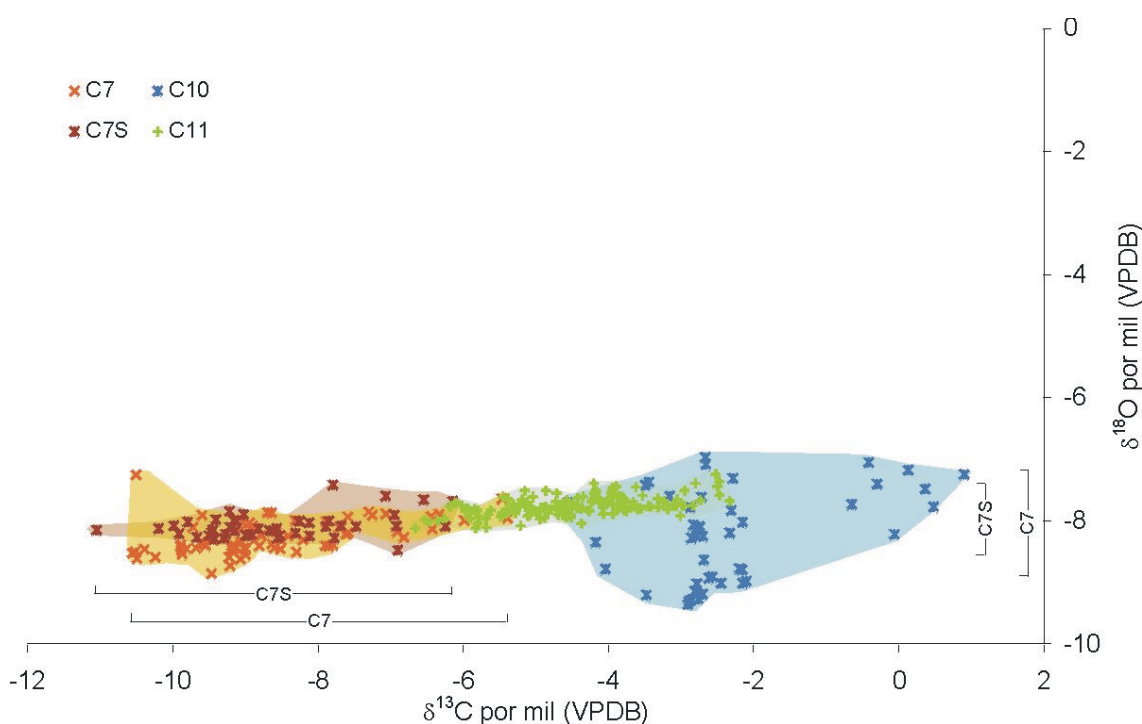


Figura 5.22. Rangos de variación de los isótopos estables de oxígeno y carbono de las dos estalagmitas siamesas y su relación con los de otras estalagmitas holocenas de la misma cueva.

El rango de variación de C7 es siempre algo mayor, debido probablemente a una mayor variabilidad del goteo que ya hemos comentado anteriormente, junto con la mayor resolución temporal de esta muestra, que suaviza menos los valores de cada análisis.

Registros isotópicos de oxígeno

La figura 5.23–A representa los registros isotópicos de oxígeno de C7 y C7S. Las dos estalagmitas comienzan a crecer aproximadamente a la vez pero los

valores de C7S son entre 0,2 y 0,4‰ más pesados que los de C7. Desde ~4800–4900 años BP presentan una tendencia similar hacia valores más ligeros a pesar de las distintas resoluciones temporales. Esta tendencia alcanza un mínimo entre ~4600 y 3950 años BP. Aproximadamente en ~3900 años BP los dos registros sufren un aumento considerable y a partir de ese momento comienzan a tener valores medios muy similares a pesar de las diferentes resoluciones hasta ~2350 años BP. En este momento los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^{13}\text{C}$ de C7 aumentan drásticamente alejándose de los de C7S hasta que la estalagmita deja de crecer en ~2120 años BP. Este aumento brusco, paralelo en los dos isótopos y situado justo por debajo del hiato, se debe probablemente a efectos cinéticos causados por la evaporación de la lámina de agua sobre el ápice de C7.

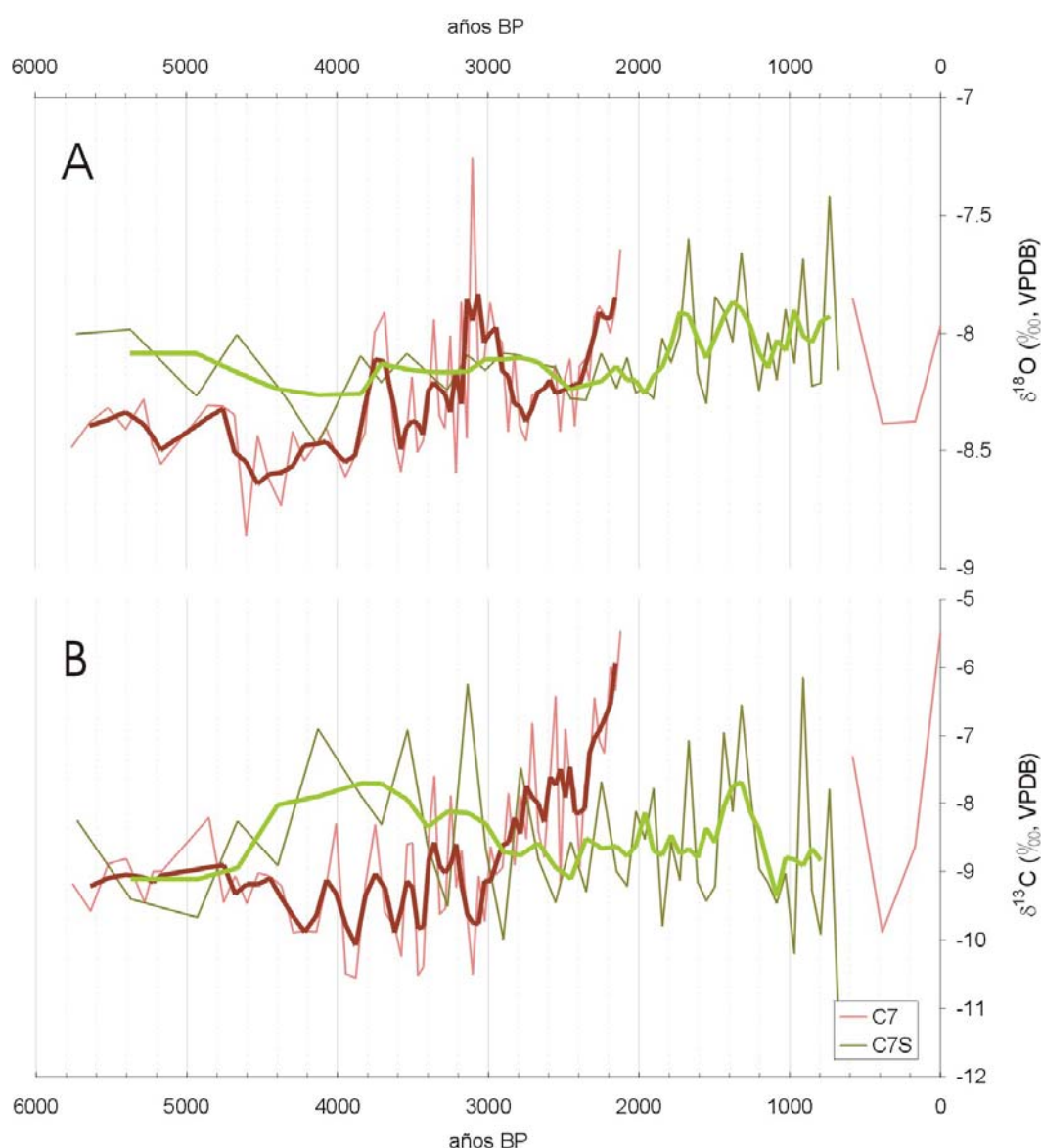


Figura 5.23. A) Registro isotópico de oxígeno de las dos estalagmitas siamesas. B) Registro isotópico de carbono. En ambos casos las líneas finas representan los datos puros y las gruesas la media móvil de 3 valores (más de un siglo en todos los casos).

Las láminas de crecimiento comienzan a ser continuas desde un ápice hasta el otro en ~2550 años BP. Es decir, que los valores isotópicos medios de las dos estalagmitas se unificaron unos 1400 años antes de que la lámina de agua se hiciera continua sobre ambas. Por lo tanto, no es de esperar que hubiera mezcla de aguas ni influencia de un registro en el otro.

Los valores isotópicos medios de oxígeno de las dos estalagmitas en la parte inferior (entre ~5800 y 4100 años BP) presentan diferencias entre 0,2 y 0,4‰ (figura 5.23-A). En este caso, las bases de las dos estalagmitas están formadas por alternancias de sólo dos tipos de calcita: transparente y marrón en C7 y nebulosa y oquerosa en C7S. La figura 5.24-A muestra los campos de la desviación de los valores medios de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de estos cuatro tipos de calcita. La figura 5.24-B representa sólo el centro de gravedad de estos campos. Es llamativo el paralelismo de comportamiento que muestran las parejas de microfacies. En ambas estalagmitas las alternancias están formadas por un paquete de espesor variable de calcita isotópicamente más pesada que la media (transparente en C7 y nebulosa en C7S) coronada por un sólo lámina de calcita más ligera (marrón y oquerosa). Este paralelismo apoya la hipótesis de que los dos tipos de secuencia sean equivalentes temporales. El valor isotópico medio de los tipos de calcita presentes en C7 es siempre más ligero en los isótopos de carbono (~0,2‰). En cuanto a los isótopos de oxígeno, el valor medio de la calcita marrón es casi 0,04‰ más pesado. Esta diferencia está muy lejos de la que existe entre la parte basal de los registros de la figura 5.26, pero podría dar una pista sobre su origen. Es posible que el tipo de calcita que precipita condicione la composición isotópica, o que haya una causa común para ambas características aunque esta hipótesis debería ser contrastada con más estalagmitas.

Registros isotópicos de carbono

La figura 5.23-B representa los registros isotópicos de carbono de C7 y C7S. Contrariamente al registro de oxígeno, el de carbono presenta valores similares cuando las estalagmitas comienzan a crecer y se separa a partir de ~5600 años BP, aún a pesar de los rangos tan amplios de variación que presentan los dos registros. Estos rangos vuelven a solaparse parcialmente entre ~3400 y 2300 años BP, momento en el que se separan completamente debido posiblemente a la presencia de evaporación durante un breve periodo de tiempo en el ápice de C7.

Es posible concluir que los registros de carbono no son equivalentes en las dos estalagmitas y que por lo tanto las dos o al menos una de las dos están influenciadas por variaciones locales de las características del goteo (diferente grado de interacción agua-roca o diferente grado precipitación previa de calcita, por ejemplo).

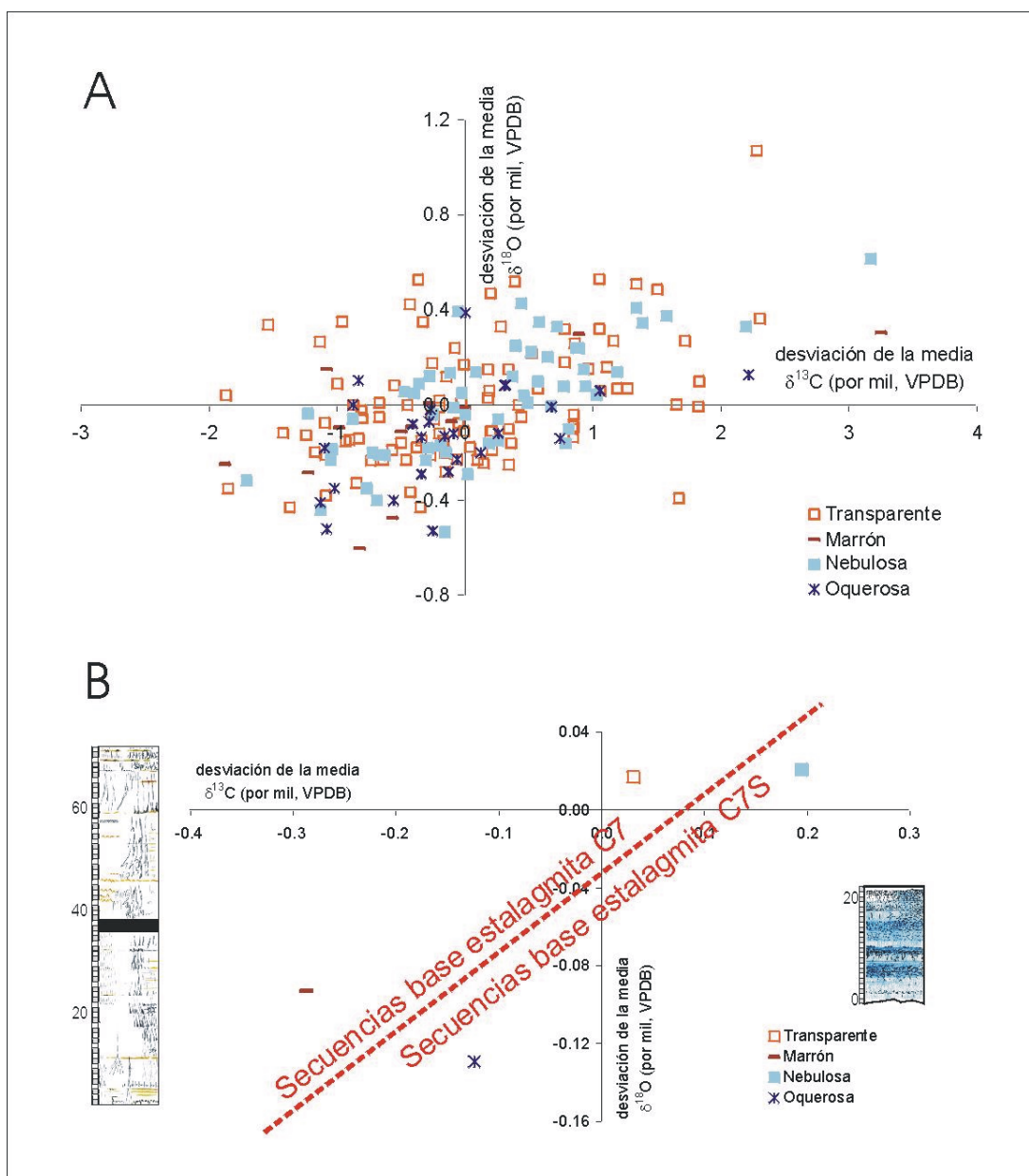


Figura 5.24. A) Rango de valores isotópicos de los tipos de calcita que forman las partes basales de las estalagmitas siamesas. B) Centro de gravedad de cada tipo de calcita. Los tipos de calcita formadores de las secuencias de C7 tienen composiciones distintas, tanto de oxígeno como de carbono, de los formadores de C7S.

5.4.7. Conclusiones obtenidas de la comparación de los resultados analíticos de dos estalagmitas siamesas

La comparación de los resultados de estas dos estalagmitas contemporáneas y siamesas ha permitido comprobar qué variables pueden utilizarse como indicadores paleoambientales (ya que los registros son similares en ambas estalagmitas) y cuáles no. Estas similitudes y diferencias entre C7 y C7S y entre sus registros se han resumido en la figura 5.25.

Las dos estalagmitas comenzaron a crecer en momentos muy cercanos (5850–5910 años BP). El modelo de edad sitúa el inicio de los crecimientos con una

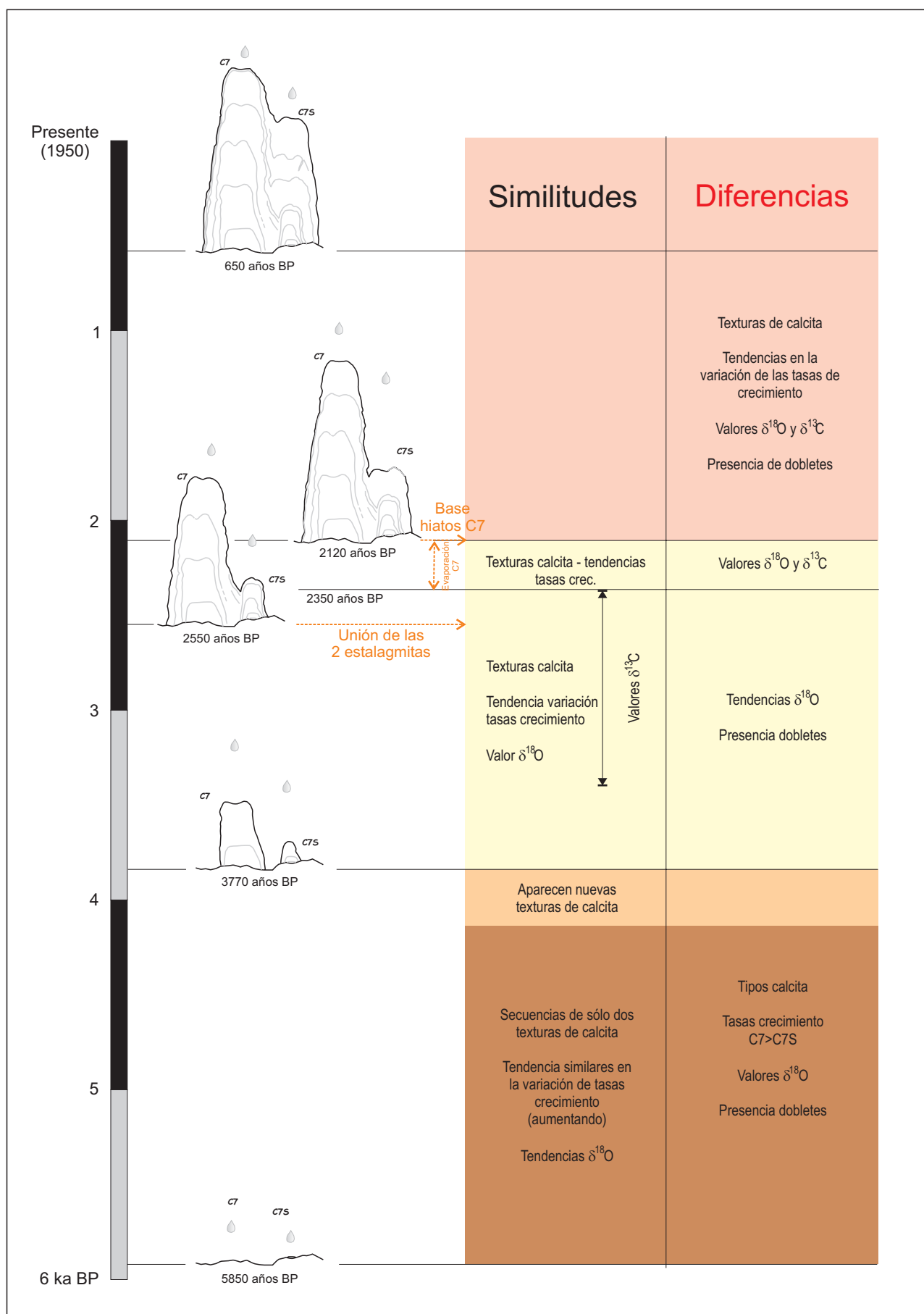


Figura 5.25.- Cuadro resumen de las similitudes y diferencias que presentan los registros de las dos estalagmitas siamesas en sus distintos tramos de crecimiento.

diferencia de ~ 60 años entre ambos. Esta diferencia es menor que los errores de las dataciones absolutas por lo que es posible afirmar que comenzaron a crecer aproximadamente a la vez.

Hasta ~3770 años BP, C7 se forma por apilamiento de calcita transparente ligeramente lechosa *de visu* mientras que C7S tiene el interior de color claramente marrón. A escala microscópica las dos estalagmitas también son muy diferentes. C7 presenta secuencias formadas por calcita transparente con una fina lámina marrón a techo mientras que C7S presenta secuencias similares formadas por calcita nebulosa y oquerosa. A pesar de estas diferencias tan evidentes, las dos estalagmitas presentan tendencias similares en sus tasas de crecimiento (a pesar de que la de C7 es siempre mayor, las dos aumentan paralelamente) y en el registro isotópico de oxígeno. Los valores isotópicos de oxígeno de C7S son entre 0,2 y 0,4 ‰ más pesados que los de C7, quizá por algún motivo relacionado indirectamente con los tipos de calcita presentes en cada estalagmita.

Los valores isotópicos de carbono sólo son similares desde 5900 hasta ~5600 años BP y luego divergen totalmente. La presencia y el espesor de dobletes tampoco guardan relación entre las dos estalagmitas.

El siguiente periodo de crecimiento de las estalagmitas es el de mayor similitud entre ambas. Corresponde al Tramo 3 definido en la correlación de las columnas holocenas y en él, los tipos de calcita de las dos estalagmitas y su variabilidad son muy similares a pesar de su aspecto *de visu* tan distinto. Aunque las tasas de crecimiento siguen siendo mayores en C7, sus tendencias siguen siendo paralelas. Los valores isotópicos de oxígeno de las dos estalagmitas se solapan y sus medias son similares a pesar de la gran diferencia de rangos de variación de cada una, que se debe probablemente a características de cada goteo y sobre todo, a la diferencia en la densidad de muestreo. El rango de C7S está muy suavizado respecto al de C7 ya que el muestreo de isótopos estables de las dos estalagmitas se realizó a intervalos de distancia iguales, y no a intervalos temporales iguales. Los valores isotópicos de carbono también se solapan parcialmente desde ~3400 años BP.

Hacia ~2550 años BP las dos tasas de crecimiento experimentan un aumento muy apreciable y las láminas de crecimiento se hacen continuas desde un ápice hasta el otro convirtiendo a C7 y C7S en dos estalagmitas siamesas. Este cambio en las tasas de crecimiento no parece afectar a ningún otro parámetro puesto que todo sigue funcionando de manera parecida hasta ~2350-2300 años BP, en que aparecen posibles indicios de evaporación en C7 previa a la formación de los hiatos, cuya base se sitúa alrededor de ~2120 años BP.

A partir de ese momento, el comportamiento de las dos estalagmitas siamesas es totalmente diferente y podríamos decir que opuesto en cuanto a tasas de crecimiento. Por lo tanto, sólo es posible comparar los registros de C7 y C7S por debajo de los hiatos.

En los más de 2000 años que abarcan estos registros C7 y C7S presentan tasas de crecimiento paralelas y tipos de calcita comparables como cabía esperar, ya sea en forma de secuencias (como en el Tramo 1) o de alternancias muy variables (como en el Tramo 3).

Los isótopos estables de oxígeno muestran características comunes en las dos estalagmitas a pesar de la distinta tasa de crecimiento de cada espelotema que determina que las resoluciones temporales sean muy distintas. Los registros isotópicos de carbono, sin embargo, no parecen guardar ninguna relación entre sí, aunque sus valores son similares en algunos momentos.

La presencia y el espesor de los dobletes tampoco son iguales en las dos estalagmitas en ningún momento, lo que nos lleva a pensar que, al menos en este caso, dependa exclusivamente del funcionamiento de cada goteo individual.

De la comparación de las dos estalagmitas siamesas se han podido obtener algunas conclusiones:

La comparación de los tramos de calcita definidos a partir de las columnas microestratigráficas nos ha permitido concluir que la textura de la calcita depende en última instancia de las características de cada goteo: probablemente velocidad de goteo y composición del agua. La variabilidad de estos tipos de calcita indica en este caso una inestabilidad de las condiciones de goteo.

El aspecto microscópico no depende tampoco de la tasa de crecimiento neta del espeleotema.

Se ha encontrado una posible relación entre la cantidad de uranio total incluida en un espeleotema y su posición dentro de la cueva. Las estalagmitas situadas a menor cota tienen en todos los casos un mayor contenido de uranio, independientemente de su edad, aunque dentro del mismo orden de magnitud.

Esta tendencia podría deberse a un proceso de destilación del agua de los goteos que se va enriqueciendo en uranio a medida que precipita calcita en su trayectoria descendente.

Por el contrario la relación de actividades $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ no parece guardar relación ni con la edad ni con la situación del goteo dentro de la cueva.

A partir de los registros de isótopos estables de oxígeno de C7 y C7S se obtendrían interpretaciones similares. A pesar de que los dos registros no siempre coinciden en valor absoluto ni rango de variación, suelen presentar tendencias similares y son dos registros comparables. Sin embargo, los registros equivalentes de carbono no parecen guardar ninguna relación, ni en valores absolutos ni en tendencias, lo que lleva a concluir que los dos o al menos uno de los dos está registrando variaciones locales relacionadas con cada goteo.

Por último, la comparación de los distintos indicadores estudiados (aspecto de visu, textura de la calcita, tasas de crecimiento, isótopos estables...) ha permitido comprobar que presentan comportamientos independientes y que por lo tanto se pueden comparar entre sí sin caer en la deducción circular.

5.5. REGISTROS ISOTÓPICOS DE OXÍGENO

Como ya se comentó en el apartado 5.3, los espeleotemas estudiados se formaron principalmente en dos periodos de tiempo: el intervalo comprendido entre ~150 y 85 ka BP y los últimos 6000 años. El análisis de isótopos estables se ha concentrado en estos dos periodos por dos motivos: el primero es metodológico y es que para cada uno de estos periodos existen por lo menos dos estalagmitas contemporáneas que posibilitan la correlación de los registros. El segundo motivo es climático, ya que ambos periodos corresponden a épocas interglaciares y por tanto su comparación es muy interesante.

5.5.1. Registro holoceno (~5900 hasta -50 años BP).

El registro isotópico de este periodo se ha obtenido de tres estalagmitas: C7, C7S y C11.

El registro de C7 contiene 71 datos divididos en dos periodos. La parte basal abarca desde ~5900 hasta 2200 años BP con una resolución temporal de entre 35 y 120 años. El periodo terminal sólo comprende 4 datos entre ~590 años BP y el año ~1956 d.C..

El registro de C7S está formado por 46 muestras que comprenden ~5000 años (entre ~5900 y 980 años BP) con una resolución temporal que varía entre 60 y 360 años.

Por último, el registro de C11 está formado por 157 análisis isotópicos que abarcan los últimos 2850 años con una resolución temporal de 15-35 años.

Calibración

La señal isotópica de oxígeno de los espeleotemas está influida por muchos factores diferentes (ver capítulo 1). El primer paso para la correcta interpretación de los registros isotópicos es su calibración con algún registro independiente. En este caso, 1) compararemos los valores absolutos de las estalagmitas del Holoceno antiguo y reciente y 2) utilizaremos registros independientes de sondeos de hielo.

La tabla de la figura 5.26 relaciona (1) las posibles temperaturas del aire en esta zona de la cueva (asumimos que ésta es también la temperatura del agua de goteo y además la temperatura media anual del aire libre de la zona a esa altura), (2) la composición isotópica del agua de goteo y (3) la composición isotópica de la calcita resultante según la fórmula de Friedman y O'Neil (1977). El rango de variación de la composición isotópica de oxígeno de los tres espeleotemas estudiados (C7, C7S y C11) pertenecientes a este periodo (5900 años BP hasta la actualidad) se extiende entre -8,86 y -7,24‰ (VPDB). Para un rango de temperatura del aire en la zona de estudio de la cueva, del agua de goteo y la media anual del exterior de entre 0 y 10°C (esto corresponde a una variación de 5°C más o menos que la temperatura actual) toda calcita cuya composición se sitúe entre -8,86 y -7,24‰ VPDB (polígono rojo en la figura 5.26) debe haber precipitado en equilibrio isotópico a partir de aguas cuyo $\delta^{18}\text{O}$ se sitúe entre -12,8 y -8,6‰ (VSMOW). Este rango es algo más amplio aunque

muy similar al de los valores medidos en la actualidad en los goteos de la zona de estudio ($-10,75$ a $-8,87\text{‰}$ VSMOW).

De la misma manera situamos sobre esta tabla una franja que corresponda a todos los valores isotópicos de la calcita de la estalagmita C10 que creció alrededor de $\sim 8-9$ ka BP (figura 5.26, polígono azul). Tomando como ejemplo el valor más ligero de la estalagmita C10 ($-9,36\text{‰}$ VPDB), una calcita precipitada en equilibrio isotópico con esta composición isotópica pudo formarse en una gran variedad de condiciones. Cerca de 0°C habría precipitado a partir de agua cuya composición se situaría en torno a $-13,2\text{‰}$ VSMOW. A 10°C la composición del agua tendría que haber sido cercana a $-10,7\text{‰}$ VSMOW. Al comparar este rango con el equivalente obtenido para la calcita más reciente ($-8,86\text{‰}$ VPDB, el valor más ligero de los últimos 6000 años) podemos ver que o bien la composición del agua de goteo era más pesada y la temperatura mayor hace 9000 años que en el periodo más reciente (explicación poco probable ya que hace 9000 años el volumen de hielo retenido en los polos era mayor que en la actualidad; Imbrie *et al.*, 1984), o bien, el agua de goteo era más ligera hace 9000 años y la temperatura menor. Esto nos permite asumir que lo más probable es calibrar la señal isotópica holocena correlacionando aguas y por tanto, calcitas más ligeras con menores temperaturas.

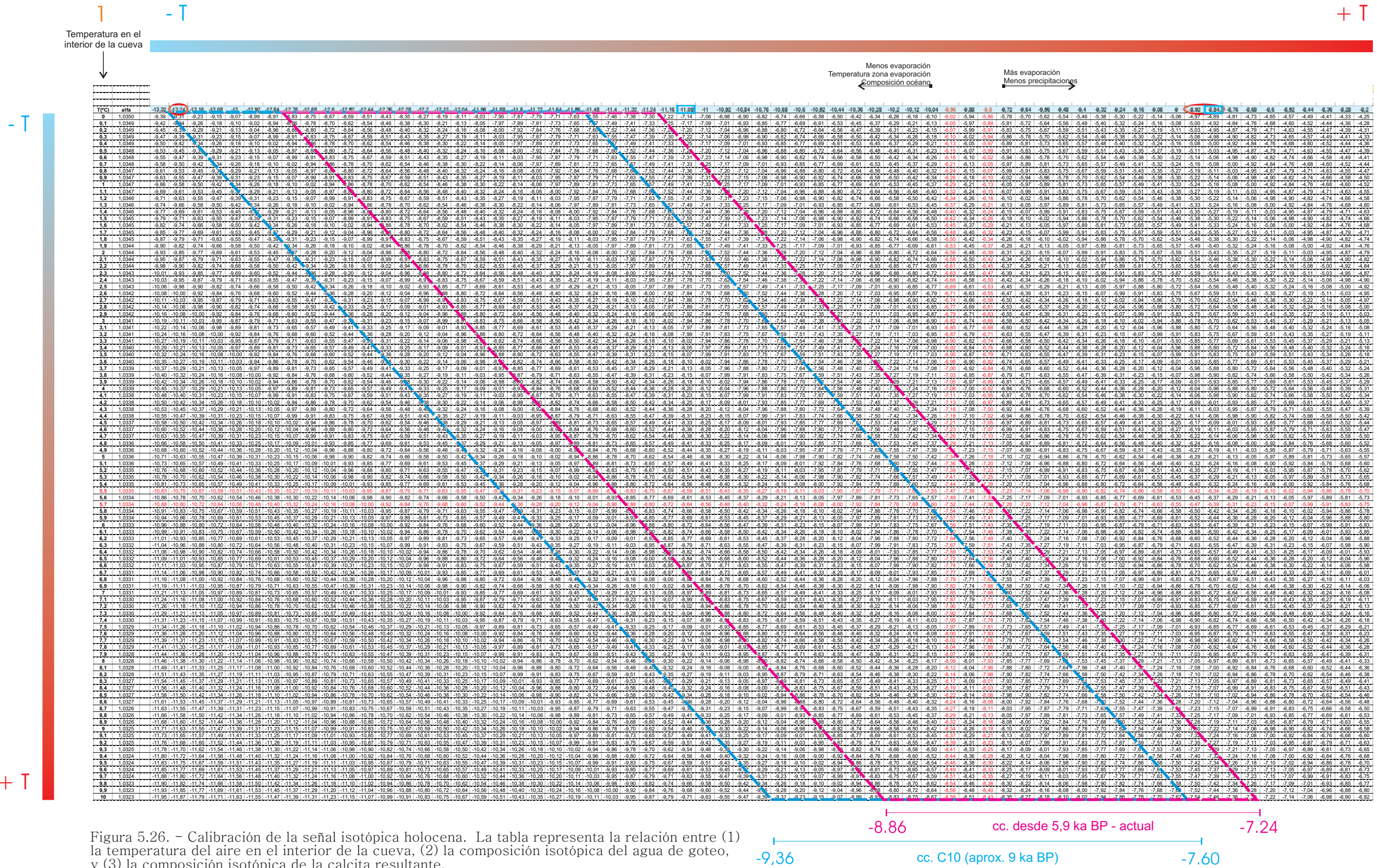
Hay tres posibles factores bidireccionales que pueden explicar estas diferencias en la composición del agua de goteo. El primero es que la composición isotópica de la fuente de evaporación, es decir, del océano, fuera más ligera hace 9000 años que en la actualidad, o sea, que hubiera menos hielo (isotópicamente ligero) retenido en los polos en forma de hielo que en la actualidad. Esta explicación está en contra de los datos de volumen de hielo de SPECMAP (Imbrie *et al.*, 1984).

La segunda explicación es que las precipitaciones antiguas y actuales tuvieran en origen la misma composición y que las actuales estuvieran enriquecidas a través de algún proceso de evaporación. Según la fórmula de destilación de Rayleigh (1896), sería necesario evaporar en la actualidad más del 95% del agua de las precipitaciones para explicar una diferencia de composición como la observada, lo que también es muy improbable.

La última posible explicación es que la temperatura de la zona de evaporación de las grandes borrascas que alcanzaban la Península Ibérica fuera menor en esa época que en la actualidad, como creemos que fue. Eso ocasionaría un mayor fraccionamiento entre agua y vapor en el momento de la evaporación y formaría nubes enriquecidas en ^{16}O y por lo tanto precipitaciones más ligeras en todas las latitudes.

Esta relación entre isótopos ligeros y temperaturas bajas se puede comprobar mediante la comparación de los registros isotópicos de estas estalagmitas con otros indicadores a lo largo del tiempo.

La figura 5.27 presenta esta correlación entre los registros de isótopos estables de oxígeno de las estalagmitas C7, C7S y C11 del periodo comprendido entre ~ 5900 años BP y el año 2001 (figura 5.27-A) junto con otros registros de paleoclima de diversas partes del mundo temporalmente equivalentes. La gráfica 5.27-B corresponde al registro isotópico de oxígeno del sondeo de hielo



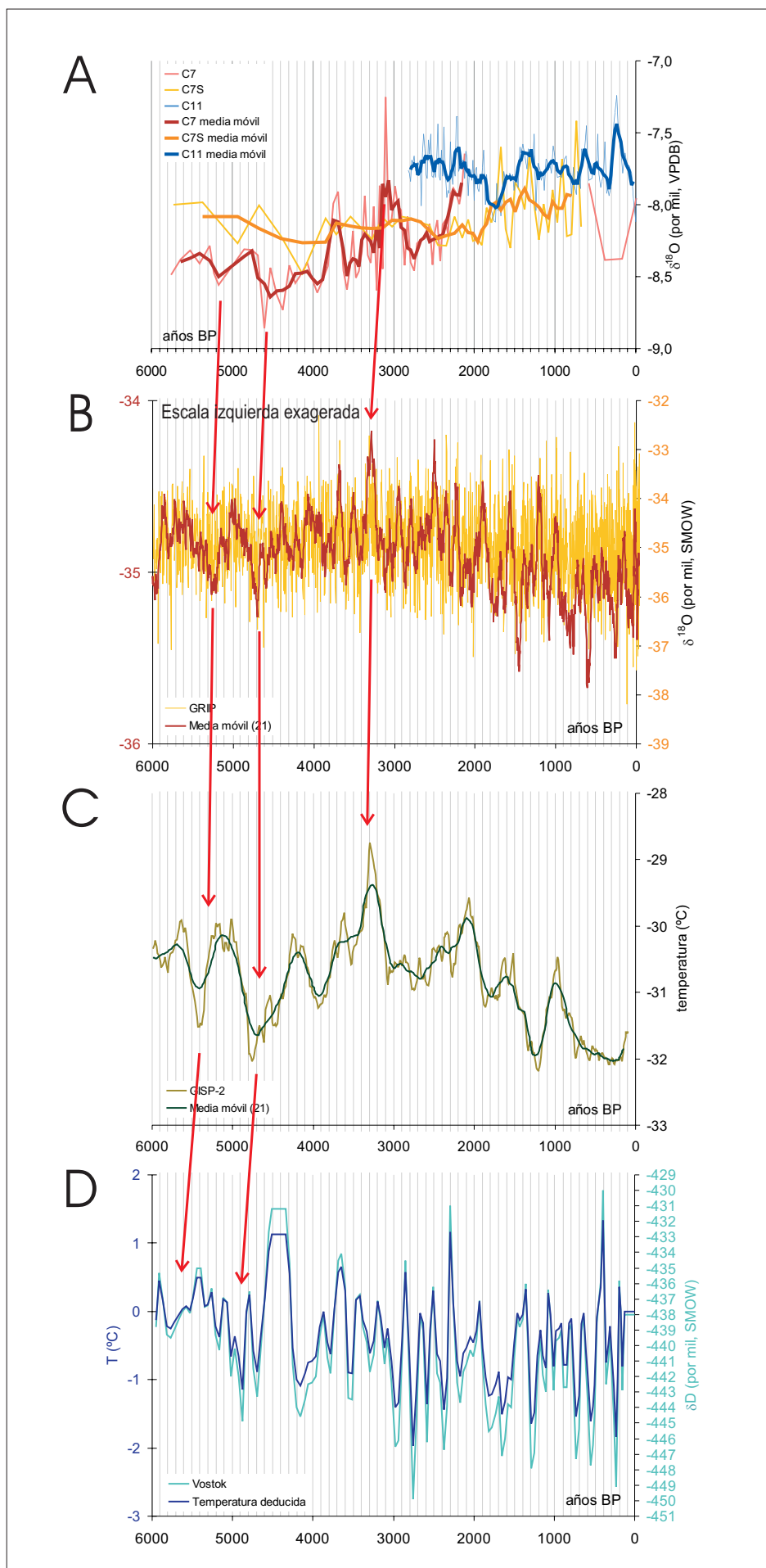


Figura 5.27.- Correlación del registro de isótopos estables de las estalagmitas C7, C7S y C11 (A) con otros registros procedentes de sondeos de hielo: GRIP (gráfico B, Johnsen et al., 1997), GISP-2 (C, Alley, 2004 y 2000) y Vostok (D, Petit et al., 1999).

GRIP (junto con la media móvil exagerada en el eje izquierdo), en Groenlandia (Johnsen *et al.*, 1997). Este sondeo ofrece un indicador de las variaciones relativas de la temperatura superficial en la zona de Groenlandia relacionando valores de $\delta^{18}\text{O}$ ligeros con bajas temperaturas.. La gráfica inmediatamente inferior (C) presenta un registro temporalmente equivalente de paleotemperaturas obtenido en un sondeo de hielo en Groenlandia (GISP-2; Alley *et al.*, 2004 y 2000) y, por último, la gráfica 5.27-D corresponde al registro de isótopos estables de hidrógeno del sondeo de hielo de Vostok, en la Antártida (Petit *et al.*, 2001 y 1999) junto con la temperatura superficial deducida a partir de él. El comportamiento del valor δD es comparable al de $\delta^{18}\text{O}$ puesto que ambos están sujetos a procesos similares de fraccionamiento. Los sondeos de hielo suelen presentar una gran resolución temporal obtenida mediante cálculos de modelos de acumulación y flujo de hielo y nieve.

Es posible reconocer algunos rasgos comunes en los tres sondeos de hielo, como los mínimos de temperatura alrededor de 5,5-5,3 y 4,7-4,5. Estos mínimos también son fácilmente reconocibles en el registro de la Cueva del Cobre con un desfase constante de ~ 100 años respecto al sondeo GRIP. Asimismo, uno de los rasgos más llamativos de la curva obtenida a partir de C7 es el máximo situado poco antes de 3 ka BP. Este máximo es reconocible a su vez en los registros de GRIP y GISP-2.

En resumen, tanto los valores absolutos de los isótopos de las estalagmitas holocenas de la Cueva del Cobre (figura 5.26) como su correlación con los sondeos de hielo (figura 5.27) indican que la composición isotópica de los espeleotemas refleja principalmente en este caso la composición isotópica del agua de goteo, esto es en última instancia, de las precipitaciones, y que por lo tanto, los valores más ligeros de calcita se corresponden con temperaturas más bajas.

Esta hipótesis se ve apoyada además por el hecho de que el coeficiente de fraccionamiento de la calcita inorgánica ($-0,24\text{‰}/^{\circ}\text{C}$) es menor que la variación de la composición de las precipitaciones con la temperatura calculada en el apartado 3.4.2 para algunas ciudades cercanas a la cueva ($+0,77$ y $1,89\text{‰}/^{\circ}\text{C}$).

Correlación de los registros contemporáneos

El grado de coincidencia de los registros de las estalagmitas C7 y C7S ya se ha discutido en el apartado 5.4.6 de esta memoria. A pesar de las diferencias de resolución y de una diferencia de valor absoluto aproximadamente constante de $0,3\text{‰}$ (figura 5.28-B), a partir de ambos registros se obtienen interpretaciones similares en el periodo comprendido entre ~ 5900 y 2400 años BP, hasta poco antes de la base del hiato de C7 (~ 2120 años BP).

En épocas más recientes, desde ~ 2200 hasta 700 años BP, es posible comparar las curvas isotópicas de C7S y C11 (figura 5.28-C). En esta época, los valores de C11 son aproximadamente $\sim 0,2\text{‰}$ más pesados que los de C7S y aunque las similitudes quedan enmascaradas al comparar los valores absolutos de ambas estalagmitas (figura 5.28-A), al superponer las curvas (figura 5.28-C) respetando la escala en ambas, parece que las dos podrían estar registrando la misma señal con similar amplitud.

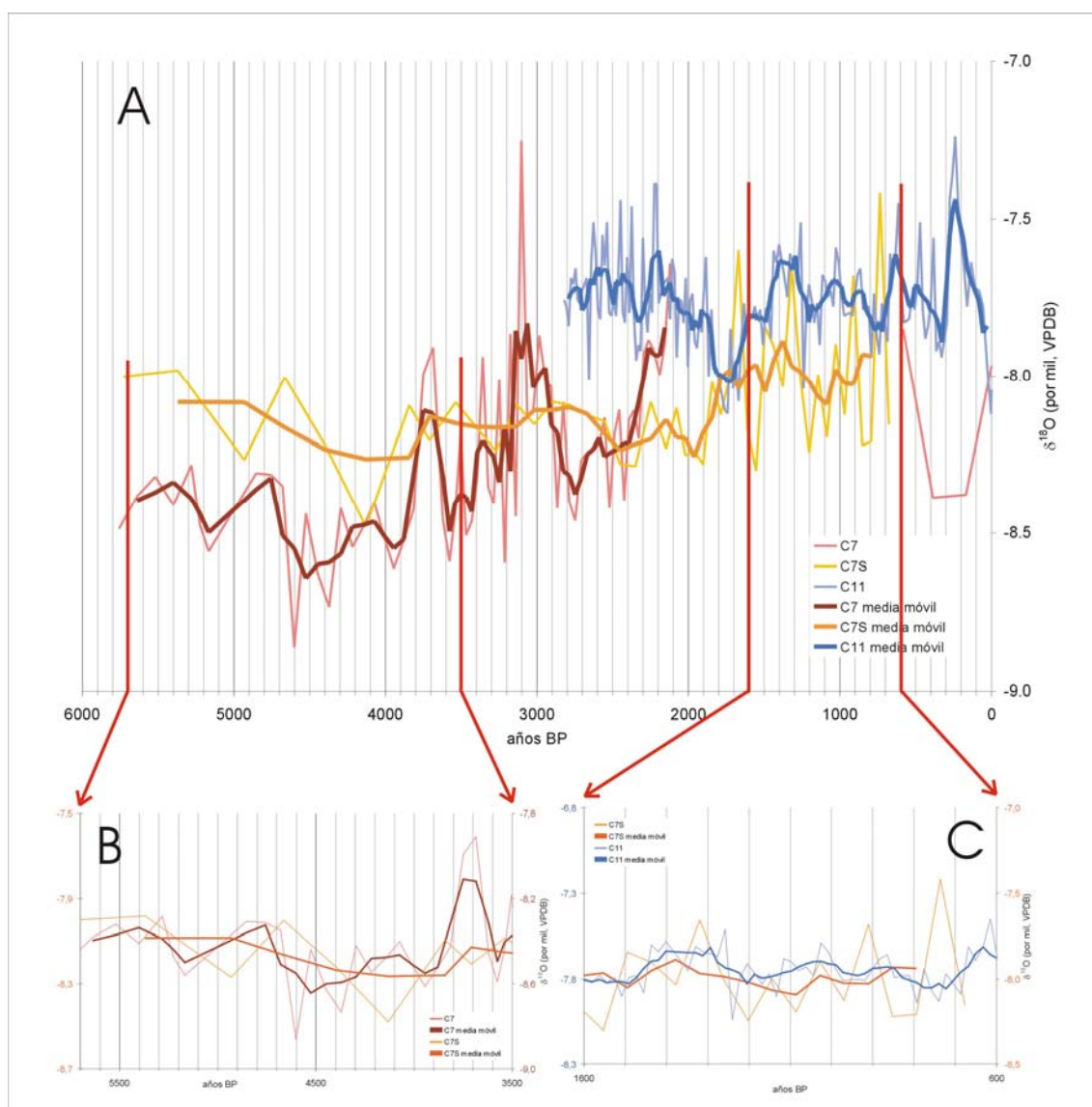


Figura 5.28. (A) Comparación de los registros isotópicos de oxígeno de las estalagmitas holocenas C7, C7S y C11. Las medias móviles están calculadas a 3 ó 5 valores, tratando de que la resolución sea similar en todos los casos. (B) Detalle de la parte basal de C7 y C7S eliminando la diferencia de 0,3‰ existente entre ambas. Se ha respetado la amplitud. (C) Detalle de los registros de C7S y C11 eliminando la diferencia de 0,2‰. Se ha respetado la escala de ambos registros.

Interpretación del registro

La interpretación del registro se extrae directamente de la calibración anterior, puesto que las diferentes tendencias que presenta ya se pueden interpretar como variaciones de temperatura relativas. Sin embargo, en un intento por estimar la magnitud de estas variaciones, trataremos de utilizar el modelo de fraccionamientos construido anteriormente (figura 5.26).

La mera proyección de los valores isotópicos de oxígeno de la calcita sobre esta tabla nos informa del rango de las posibles composiciones isotópicas del agua que cubría la estalagmita en el momento de la precipitación de esa calcita

entre 0 y 10°C, pero no aporta ninguna información sobre el rango de temperatura en el que se formaron. Para obtener una estimación de este rango de temperaturas asumiremos que la relación $d\delta^{18}\text{O}/dT$ en el pasado estuvo probablemente entre los valores actuales de Santander (+1,89‰/°C) y León-Valladolid (+0,8‰/°C). Estos dos valores extremos engloban con cierta probabilidad el valor real del pasado. Un valor menor de 0,8‰/°C es poco probable si nos atenemos a los registros de las estalagmitas estudiadas puesto que a partir de ellos obtendríamos temperaturas menores de 0°C y un valor mayor de 1,89‰/°C es también poco probable en una zona continental como el norte de Palencia.

En lugar de hacer una estimación de cuál pudo ser el valor de $d\delta^{18}\text{O}/dT$ en el pasado, lo que nos aportaría un alto grado de incertidumbre, calcularemos cada temperatura de precipitación utilizando las dos relaciones extremas (Santander y León-Valladolid) de manera que podamos afirmar con mayor probabilidad de acierto que la temperatura buscada se encuentra en el rango obtenido. De esta manera transformamos los rangos de $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita en amplios rangos de temperatura que con una cierta probabilidad engloban a la temperatura real.

Afortunadamente tenemos la posibilidad de comparar los registros de varias estalagmitas contemporáneas. Como tenemos la certeza de que dos estalagmitas contemporáneas y cercanas tuvieron que precipitar necesariamente a la misma temperatura, esto nos permite reducir el rango calculado y afirmar que, de todo el rango de temperaturas estimadas, el que con mayor probabilidad contiene a la temperatura real es la zona de solape de ambos.

Por ejemplo, la figura 5.29 representa los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}}$ de las porciones de las estalagmitas C7 y C11 que crecieron entre ~650 años BP (1300 d.C.) y la actualidad. De haberse dado condiciones de condensación y fraccionamiento isotópico durante la formación de las precipitaciones similares a las actuales de Santander (línea y eje azules) los valores de calcita de C7 se habría formado entre 5,1 y 5,4°C. De ser las condiciones de formación de las precipitaciones similares a las actuales de León y Valladolid (línea y eje naranjas) se habrían formado entre 3,8 y 4,8°C. Como suponemos que, al igual que en la actualidad, las condiciones fueron intermedias entre éstas, podemos asumir que la calcita de esta rodaja temporal de la estalagmita C7 debió formarse entre 3,8 y 5,4°C. Éste es un rango de temperatura muy amplio que trataremos de reducir correlacionando con C11. Para esta estalagmita obtenemos un rango de 4,3–5,8°C. Dado que ambas estalagmitas han tenido que crecer necesariamente a la misma temperatura, podemos asumir que la temperatura real de formación de las dos estalagmitas se encuentra en la zona de solape de los dos rangos.

C7	3,8 ----- 5,4 °C	
C11	4,3 ----- 5,8 °C	
	<div style="border: 1px solid black; display: inline-block; padding: 2px;">4,3 --- 5,4 °C</div>	Rango de T probable

Incluso podemos obtener un rango de “Temperatura Más Probable”, es decir, temperatura a la que ha crecido la estalagmita durante más tiempo, si asumimos

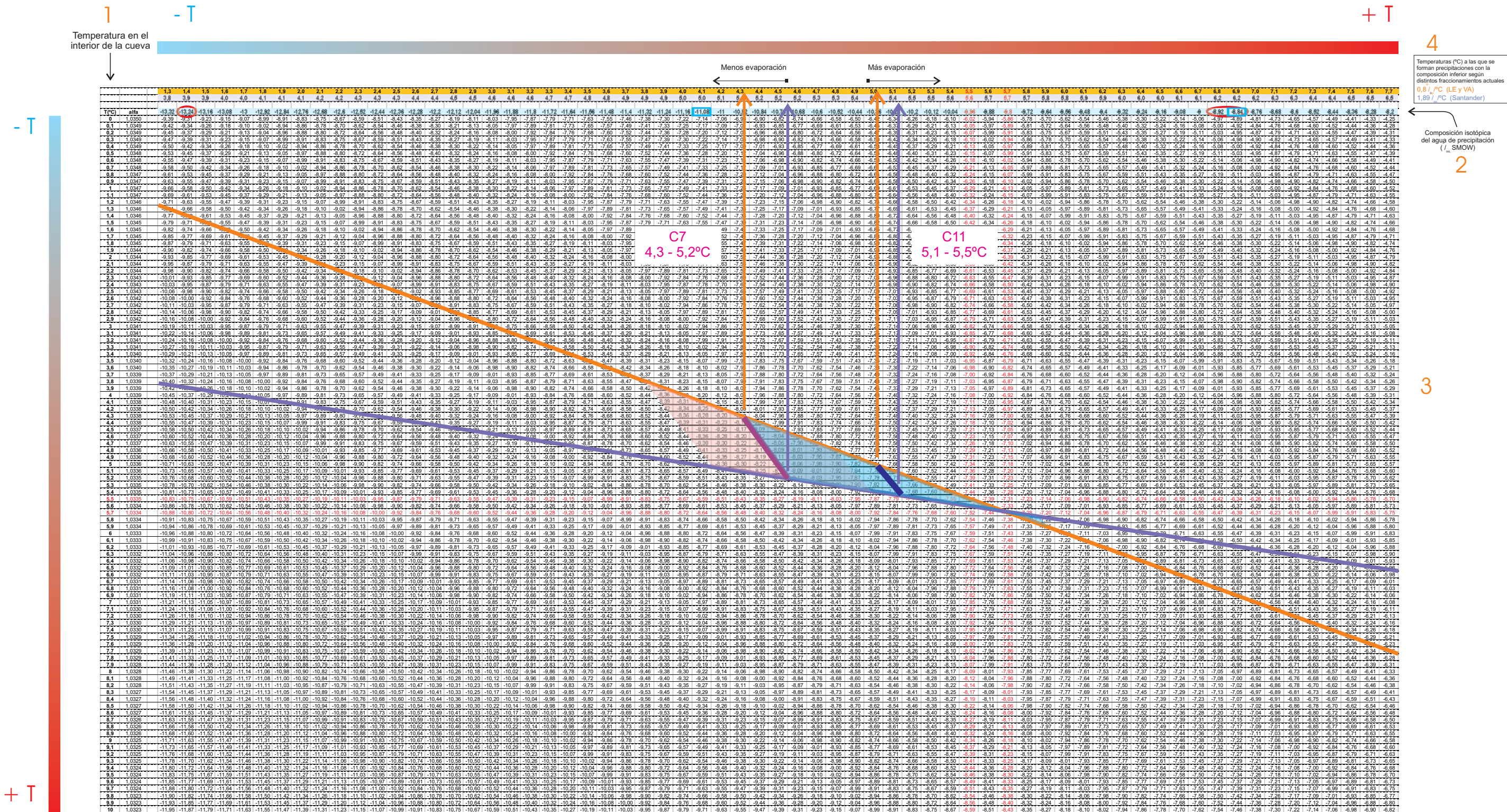


Figura 5.29. - Modo de estimar el rango de temperaturas posibles que ha podido generar la composición isotópica de las estalagmitas estudiadas. Se toma como premisa que las condiciones de condensación de las precipitaciones en el pasado varían como en la actualidad entre las de León-Valladolid (línea y eje naranjas) y Santander (línea y eje azules).

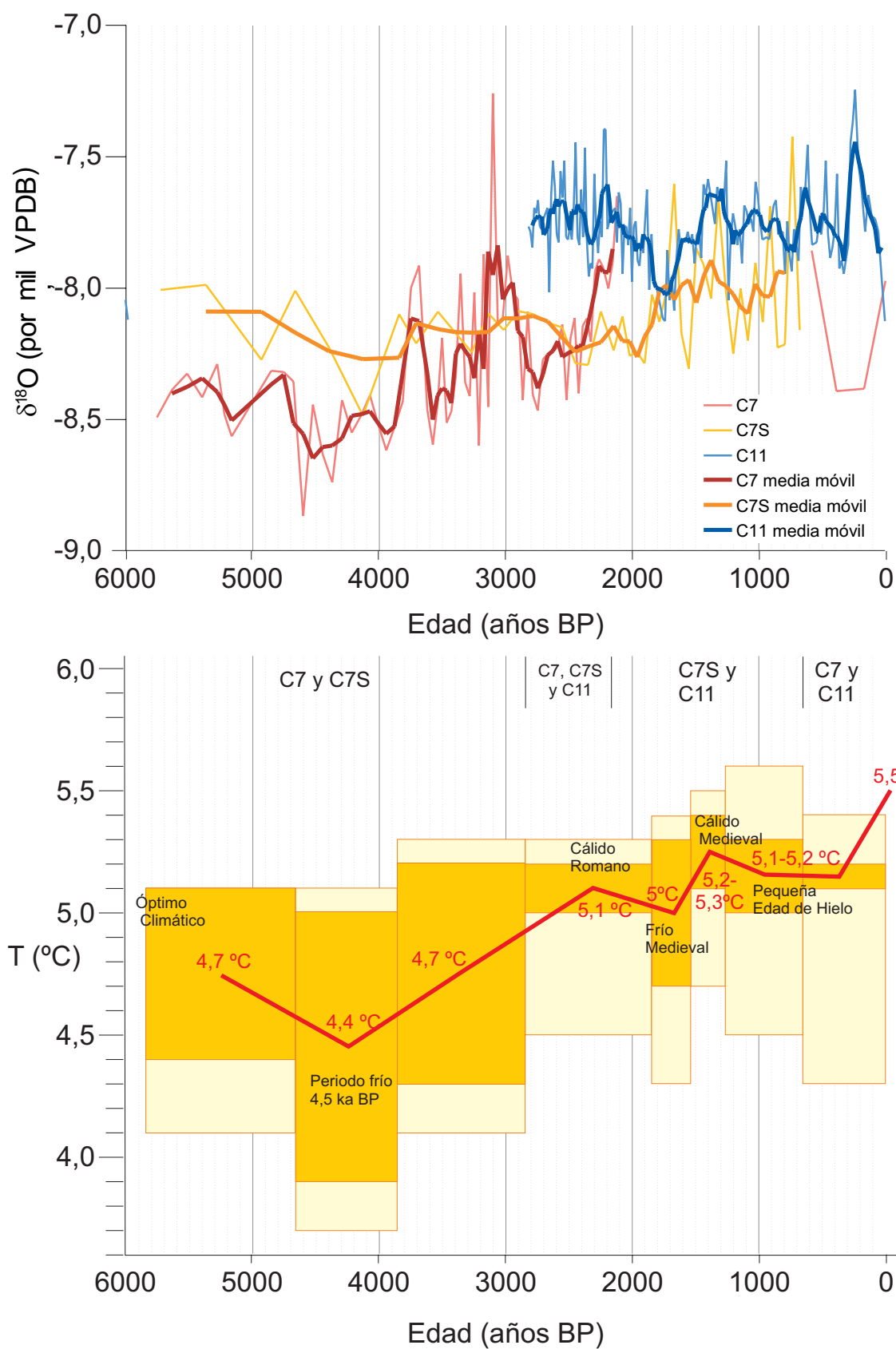
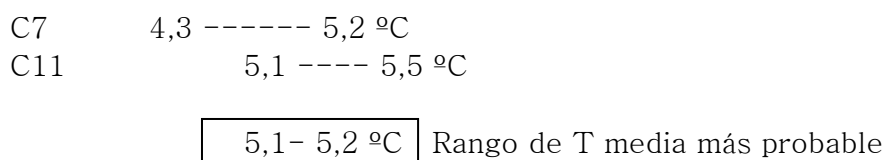


Figura 5.30.- A) Registro isotópico de los últimos 6000 años obtenido a partir de las estalagmitas C7, C7S y C11. B) Estimación de temperaturas obtenida a partir de ese registro. Los rectángulos amarillos corresponden al rango de temperaturas posible obtenido a partir de todos los valores de un intervalo de tiempo y el rectángulo naranja al rango más probable obtenido a partir del valor medio de esa rodaja temporal. La línea roja señala el valor medio dentro de cada rectángulo naranja.

que ésta coincide con la temperatura media de un periodo, que podemos calcular a partir del valor medio de $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita. Dentro de este nuevo rango “más probable”, asumimos de nuevo que la máxima probabilidad se encuentra en el punto medio.

Por ejemplo, el valor medio de la estalagmita C7 en el periodo anterior se sitúa en torno a $-8,14\text{‰}$. La calcita de esta composición puede haber precipitado a $4,3^{\circ}\text{C}$ a partir de agua condensada en condiciones similares a las actuales de León y Valladolid ($\delta^{18}\text{O}=-10,92\text{‰}$) o a $5,2^{\circ}\text{C}$ a partir de agua con $\delta^{18}\text{O}=-10,68\text{‰}$ condensada en condiciones similares a las actuales de Santander. Es decir, la temperatura media que experimentó la estalagmita C7 en este periodo se situó probablemente entre $4,3$ y $5,2^{\circ}\text{C}$. De igual manera el valor medio de C11 corresponde a un rango de temperaturas de $5,1-5,5^{\circ}\text{C}$. Teóricamente, la temperatura media debe haber sido la misma para ambas estalagmitas, por lo que podemos estimar que la temperatura media real se sitúa con mayor probabilidad entre $5,1$ y $5,2^{\circ}\text{C}$, que es el rango de coincidencia de las temperaturas estimadas a partir de las dos estalagmitas.

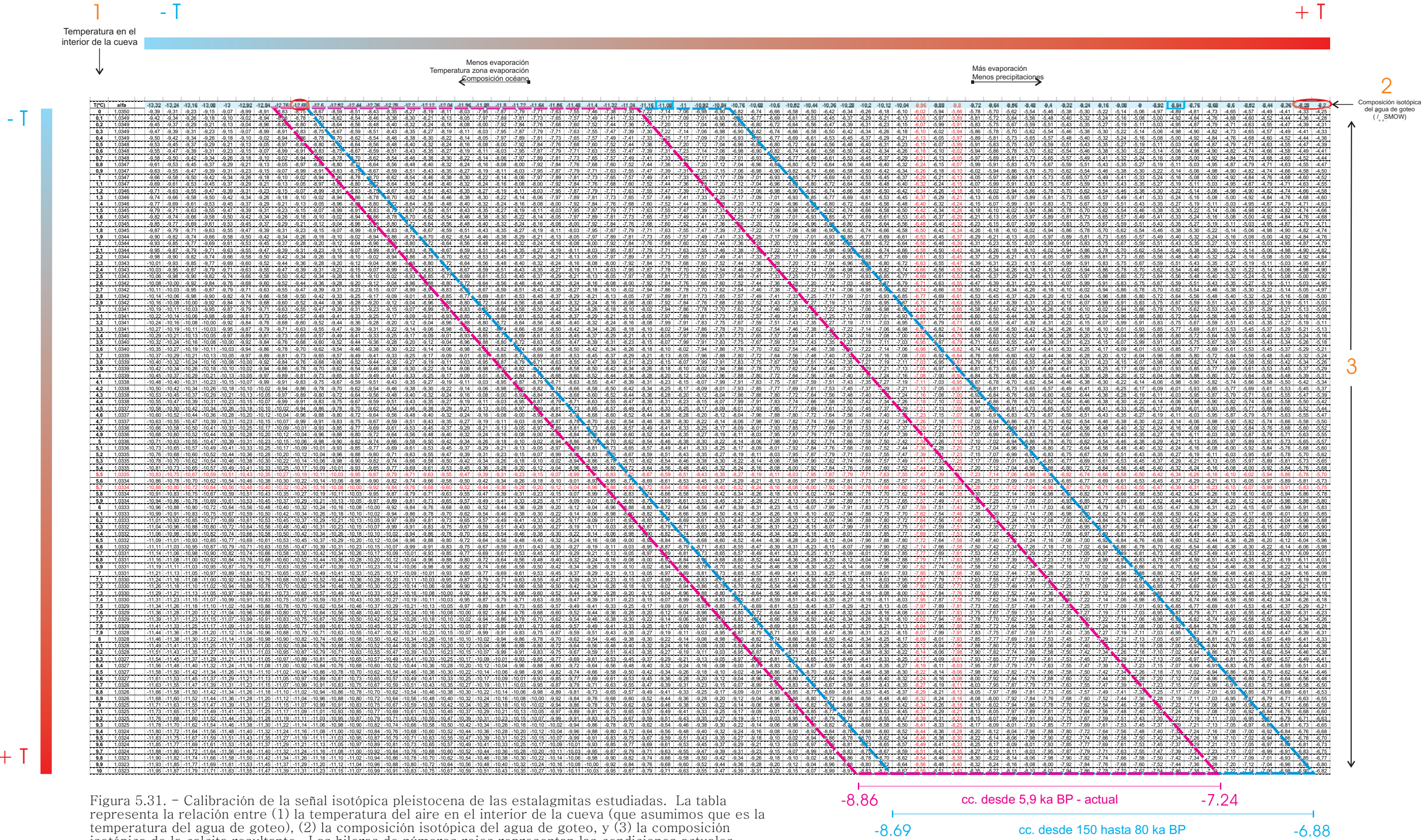


La estimación de temperaturas posibles obtenida a partir del registro holoceno se representa en la figura 5.30 junto con el registro isotópico sin tratar. Se ha obtenido un registro de temperaturas posibles del Holoceno de esta zona a partir de los registros de tres estalagmitas diferentes. En ambas figuras se puede observar el enfriamiento producido entre 5 y 4 ka BP y el calentamiento posterior.

Es necesario hacer notar que este método incrementa las temperaturas estimadas al incorporar estalagmitas isotópicamente más pesadas, como es el caso de C11, y viceversa. Por lo tanto, conviene tener esto en cuenta al comparar la primera parte de la estimación, obtenida a partir sólo de C7 y C7S, con la segunda en la que se incluye también C11 que presenta un claro enriquecimiento de $\sim 2\text{‰}$, y que por tanto genera siempre temperaturas mayores que las del periodo anterior

Según la estimación de temperatura propuesta, la temperatura actual en la zona de estudio en el interior de la cueva es probablemente la más alta o una de las más altas de los últimos 6000 años. Si en algún momento se ha formado calcita más pesada que la actual en alguna estalagmita, en otra estalagmita contemporánea se formaba otra más ligera incompatible con temperaturas mayores de $5,6^{\circ}\text{C}$.

La temperatura más probable (es decir, que más perduró) en esta zona de la cueva durante la Pequeña Edad de Hielo fue de media aproximadamente $\sim 0,5^{\circ}\text{C}$ más baja que la actual y los valores mínimos posibles llegaron a alcanzar



~4,2°C. Este periodo de tiempo sí es comparable con la actualidad puesto que se basa en estalagmitas de similar rango de $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita.

Se observa un pequeño óptimo de temperatura entre ~1250–1550 años BP (~400–700 d.C.). La Temperatura Media Más Probable se situó entre 5,2 y 5,3°C, sólo ligeramente más baja que la actual.

Anteriormente a 3000 años BP, la Temperatura Media Más Probable del aire de esta zona de la cueva estaba muy por debajo de la actual, alcanzando 4,4°C de media alrededor de ~4250 años BP. Este mínimo es prácticamente coincidente con el de los otros indicadores (figura 5.27). Las temperaturas mínimas pudieron alcanzar en ocasiones 3,7°C (~2°C menos que en la actualidad).

La temperatura media registrada antes de ese mínimo es algo mayor, y corresponde probablemente a la etapa final del Óptimo Climático Holoceno.

5.5.2. Registro pleistoceno (~150–85 ka BP).

El registro isotópico de este periodo se ha obtenido de tres estalagmitas diferentes: C1, C4 y C8.

El registro de C1 contiene 165 datos divididos en dos periodos. La parte basal abarca 11000 años con una resolución temporal de 250 años. El periodo terminal comprende 35000 años con una densidad de un dato cada 250–330 años.

El registro de C4 está muy incompleto. Está formado por 35 datos que comprenden ~9000 años con una resolución temporal de 300 años.

Por último, el registro de C8 está formado por 81 análisis isotópicos que abarcan 30000 años con una resolución temporal de 450 años.

Calibración

Al igual que hicimos con las estalagmitas holocenas, trataremos de calibrar la señal isotópica de las estalagmitas pleistocenas mediante la comparación de los valores absolutos de la calcita con los actuales y la correlación de los registros con otros de diversas partes del mundo.

La figura 5.31 vuelve a presentar la tabla que relaciona temperatura y composición del agua de goteo con la composición de la calcita resultante. Sobre esta tabla se ha proyectado la composición isotópica de la calcita actual (últimos 6000 años, polígono rojo) y la de el periodo comprendido entre ~155 y 85 ka BP (polígono azul). Al contrario que la composición de la estalagmita C10 del Holoceno basal, la de las estalagmitas eemienses es ligeramente más pesada que la actual. Este hecho coincide con las observaciones realizadas sobre las estalagmitas holocenas y confirma la calibración anterior de los datos.

A su vez, figura 5.32–A presenta el registro combinado de isótopos estables de oxígeno de las estalagmitas C1, C4 y C8 para el periodo comprendido entre ~155 y 85 ka BP junto con otros registros de diversas partes del mundo equivalentes temporalmente.

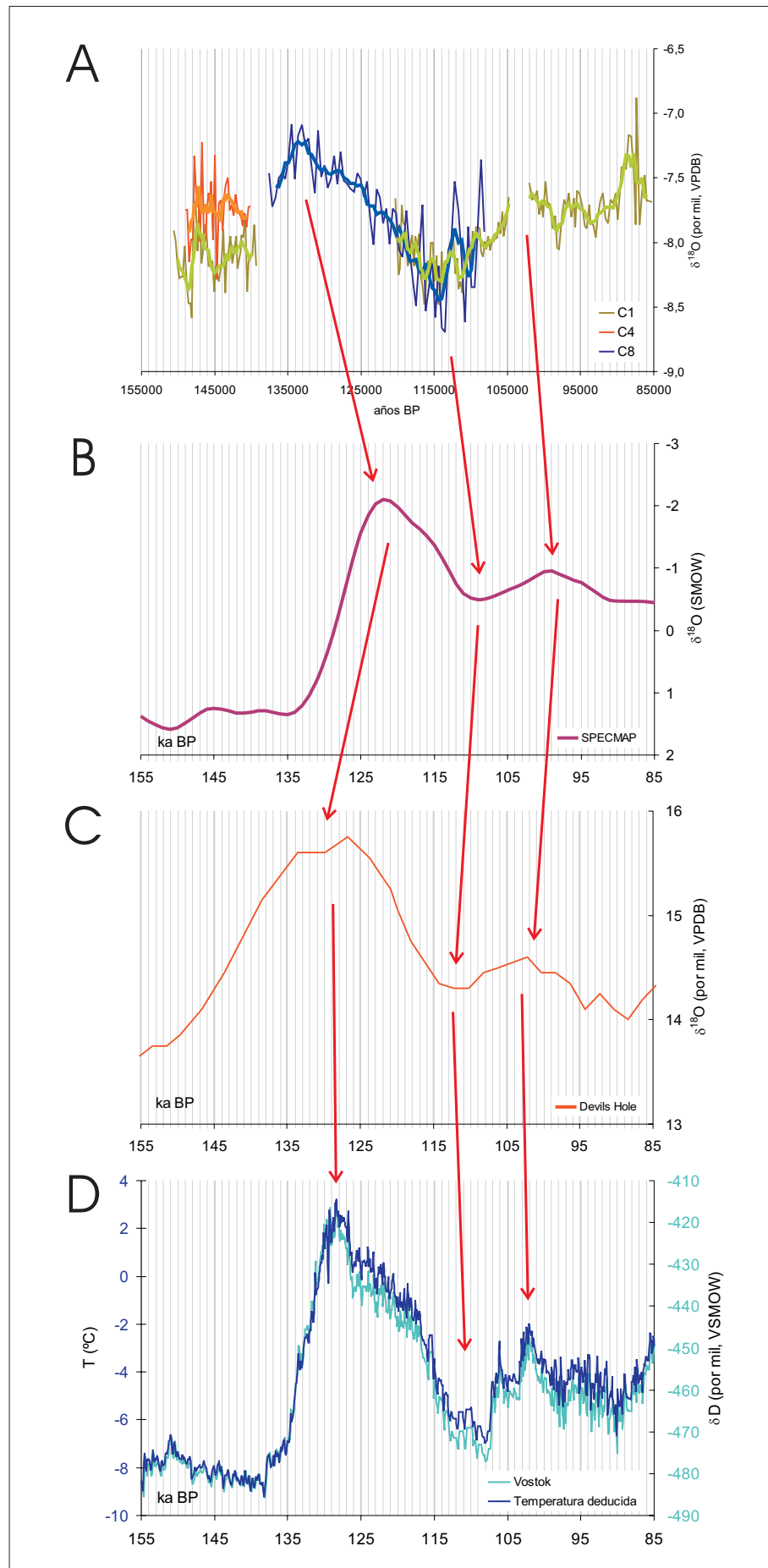


Figura 5.32.- Correlación del registro de isótopos estables de las estalagmitas C1, C4 y C8 (A) con otros registros procedentes de (B) foraminíferos bentónicos marinos (SPECMAP; Imbrie et al., 1984 y 1990), (C) calcita meteórica de Nevada, Estados Unidos (Devils Hole; Landwehr et al., 1997) y (D) un sondeo de hielo en la Antártida (Vostok; Petit et al., 1999).

El registro SPECMAP (figura 5.32-B) se construye a partir de la composición isotópica de oxígeno de foraminíferos bentónicos marinos de distintos sondeos de todo el mundo (Imbrie *et al.*, 1984 y 1990) y constituye un indicador de la cantidad de hielo retenida en los polos. Los valores negativos de SPECMAP corresponden a etapas globalmente cálidas con poco hielo en los polos, y los valores positivos a periodos fríos con una gran acumulación de hielo. Este registro está datado mediante cálculos de las tasas de sedimentación de los fondos oceánicos.

La figura 5.32-C corresponde a un registro similar al obtenido en este estudio. Se trata de la vena de calcita de Devils Hole, en Nevada (Estados Unidos; Landwehr *et al.*, 1997). Está datado por series de uranio y preserva un registro isotópico completo entre 568 y 61 ka BP con una resolución temporal media de 1000-2500 años. En este caso los valores isotópicos pesados también corresponden a temperaturas más altas del lugar de precipitación que los valores ligeros.

Por último, la gráfica D de esta figura representa de nuevo el registro de isótopos estables de hidrógeno del sondeo de hielo de Vostok (Antártida; Petit *et al.*, 1999) y la temperatura superficial deducida a partir de él. Este sondeo ofrece un indicador de las variaciones relativas de la temperatura superficial en la zona de Vostok con una gran resolución temporal obtenida mediante cálculos de modelos de acumulación y flujo de hielo y nieve.

La similitud entre el registro de la Cueva del Cobre y los inferiores es apreciable, principalmente en las tendencias de C8 y secundariamente en las variaciones terminales de C1.

La calibración del registro de la Cueva del Cobre con los anteriormente citados permite asignar de nuevo una correspondencia entre valores ligeros de $\delta^{18}\text{O}$ y temperaturas bajas en la zona del Cobre y viceversa. El sentido de esta correspondencia coincide con el obtenido por los demás métodos para estas estalagmitas y para las holocenas.

Correlación de registros contemporáneos

Las curvas de las tres estalagmitas son bastante similares en los dos periodos de registro contemporáneo (figura 5.33).

La figura 5.33-B representa los registros de C1 y C4 entre ~151 y 140 ka BP de manera que las medias móviles se superpongan pero respetando la amplitud real. Los datos de las dos estalagmitas tienen de esta manera una gran zona de solapamiento y ambos presentan dos máximos relativos entre ~148 y 147 ka BP, y alrededor de 143 ka BP, y un mínimo entre ~145 y 143,5 ka BP.

El otro periodo en el que es posible comparar los registros independientes de dos estalagmitas (C1 y C8) se sitúa entre ~121 y 108 ka BP (figura 5.33-C). En este caso los valores absolutos de C1 y C8 son muy similares y las dos medias móviles se cruzan en numerosas ocasiones. Las dos curvas presentan tendencias similares, con un mínimo en torno a ~114 ka BP, un máximo relativo entre ~112,5 y 112 ka BP y otro mínimo relativo alrededor de ~111,5-110 ka BP.

Es posible concluir, por tanto, que al menos la mayor parte de los registros de las tres estalagmitas son correlacionables, es decir, que probablemente precipitaron en el mismo periodo de tiempo y en equilibrio isotópico y que no han sufrido recristalizaciones posteriores.

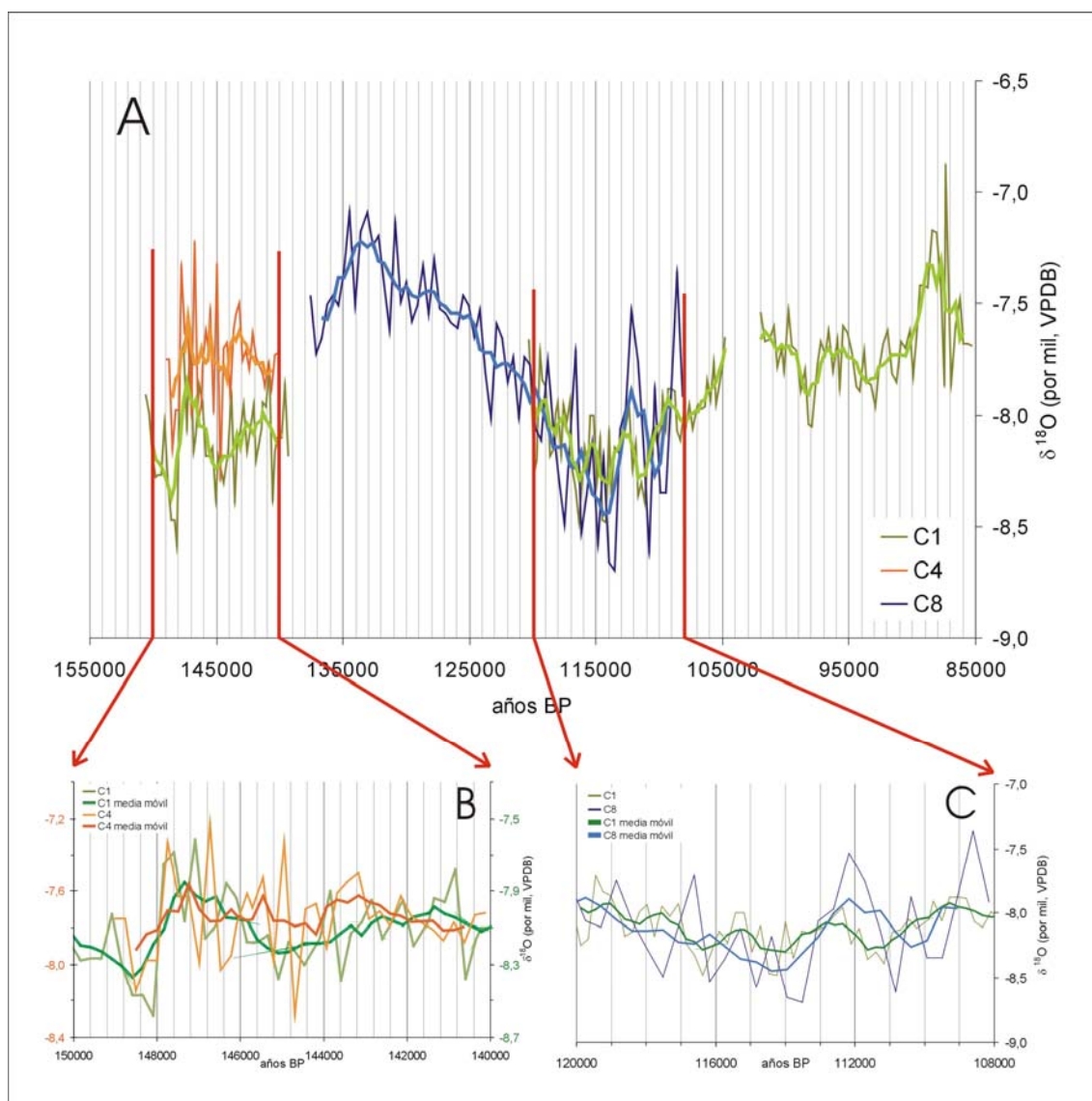


Figura 5.33. (A) Comparación de los registros isotópicos de oxígeno de las estalagmitas pleistocenas C1, C4 y C8. Las medias móviles están calculadas a 5 valores. (B) Detalle de la parte basal de C1 y C4 eliminando la diferencia de 0,3‰ existente entre ambas. Se ha respetado la amplitud. (C) Detalle de los registros de C1 y C8.

Interpretación del registro

El registro isotópico pleistoceno obtenido en la Cueva del Cobre abarca 65000 años y corresponde a una época de trascendentales cambios climáticos tales como el inicio y el fin del último intervalo interglaciar. La estimación de paleotemperaturas se ha realizado de la misma manera que con el registro

holoceno (figura 5.34). La curva obtenida presenta pequeñas variaciones de temperatura entre ~150 y 140 ka BP seguidas por un aumento brusco de temperatura entre ~140 y 133 ka BP coincidiendo con el inicio del registro de C8. El punto medio de este espectacular aumento de temperatura se sitúa en torno a ~138 ka BP y corresponde al tránsito Saaliense-Eemiense (Terminación II). El Óptimo Eemiense (~133 ka BP) deja paso a un enfriamiento paulatino que podría dividirse en dos etapas: una más rápida entre ~133 y 129 ka BP y otra más lenta desde ~129-128 ka BP que culmina alrededor de ~114 ka BP. El punto medio de este enfriamiento está localizado en ~122 ka BP.

El Weichseliense Inferior está caracterizado por un aumento general de las temperaturas modulado por variaciones menores desde el punto de inflexión de ~114 ka BP hasta ~85 ka BP, cuando finaliza el registro. Estas variaciones menores corresponden a dos máximos de temperatura equivalentes a los MIS-5c y 5a y un mínimo correlacionable con el MIS-5b. El tránsito entre el mínimo de temperatura que consideramos equivalente continental del subestadio isotópico marino 5d y el máximo de temperatura equivalente al MIS-5c se sitúa en esta zona alrededor de ~107,5 ka BP y alcanza el máximo en torno a ~103-102 ka. El tránsito entre los MIS-5c y 5b ocurre en ~99 ka BP y el 5b-5a, alrededor de ~90 ka BP.

El subestadio 5b (relativamente frío respecto a 5c y 5a) presenta una fluctuación interna. En lugar de estar formado por un mínimo simple de temperatura muestra dos pequeños mínimos en ~98 y 94 ka BP y un pequeño máximo relativo entre ellos, en torno a ~95,5 ka BP.

El registro termina en ~85 ka BP, posiblemente coincidiendo con el enfriamiento correspondiente al inicio del Weichseliense Medio (MIS-4).

5.5.3. Conclusiones sobre los registros isotópicos de oxígeno

Los valores absolutos de los isótopos estables de oxígeno de las estalagmitas estudiadas han permitido calibrar la señal general preservada ya que la calcita precipitada durante el último intervalo interglaciar es ligeramente más pesada que la actual mientras que la precipitada hace ~9000 años, a comienzos del Holoceno, es ligeramente más negativa. Esta calibración está avalada por la correlación de los registros de la Cueva del Cobre con otros indicadores de distintas partes del mundo, y por el hecho de que el valor de la relación $d\delta^{18}O_{\text{precipitaciones}}/dT$ en ciudades cercanas como Santander, León y Valladolid, es mayor que el fraccionamiento de la calcita inorgánica. Por lo tanto, el registro isotópico de oxígeno de estas estalagmitas está influenciado por la temperatura de precipitación de la calcita pero más por la composición isotópica de las precipitaciones. Ya que es posible calcular la influencia de la temperatura en la composición de las precipitaciones en ciudades cercanas, esta relación se ha utilizado para obtener una aproximación a las temperaturas del pasado.

De esta manera, se propone un método nuevo para la estimación de paleotemperaturas probables a partir de varios espeleotemas contemporáneos, basándose en la premisa de que goteos cercanos y contemporáneos pueden tener composiciones isotópicas distintas debidas a factores locales pero que la temperatura a la que precipitan las distintas estalagmitas ha de ser la misma.

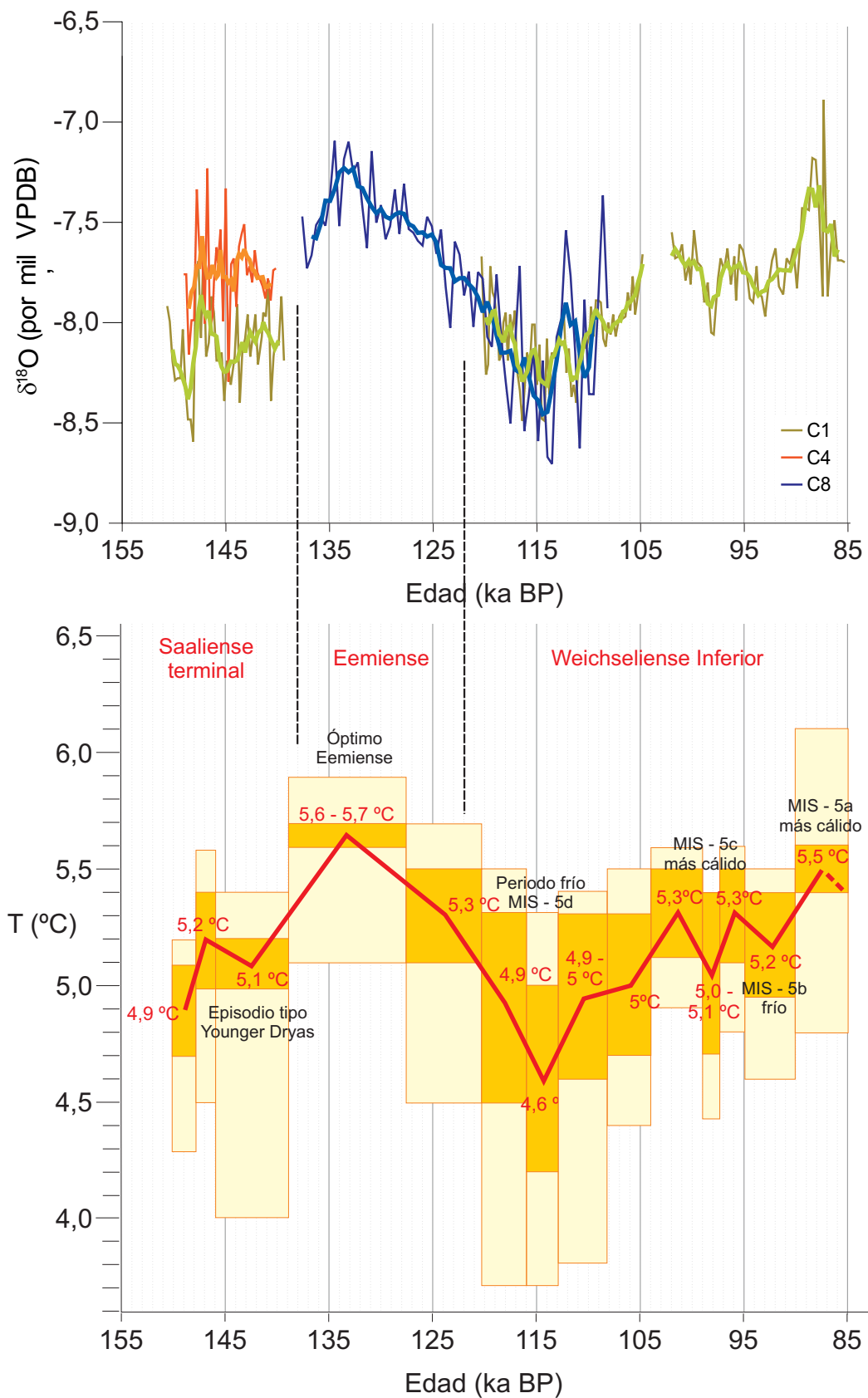


Figura 5.34.- A) Registro isotópico obtenido a partir de las estalagmitas C1, C4 y C8 que abarca el periodo comprendido entre 150 y 85 ka BP aproximadamente. B) Estimación de temperaturas obtenida a partir de ese registro. Los rectángulos amarillos corresponden al rango de temperaturas posible obtenido a partir de todos los valores de un intervalo de tiempo y el rectángulo naranja al rango más probable obtenido a partir del valor medio de esa rodaja temporal. La línea roja señala el valor medio dentro de cada rectángulo naranja. Se ha señalado también la correspondencia con los Estadios Isotópicos Marinos (negro) y con los estadios continentales (rojo).

Este método permite estimar un rango posible de temperaturas de precipitación de las estalagmitas y un rango más probable basado en los valores medios de cada intervalo de tiempo.

Gracias a esta estimación deducimos que la temperatura actual en la zona de estudio en el interior de la cueva es probablemente la mayor o una de las mayores de los últimos 6000 años.

Por otro lado, el rango de temperaturas posibles obtenido para el MIS-5 varía entre 3,6 y 6,1°C con una Temperatura Media Más Probable entre 4,6 y 5,7°C, es decir, a grandes rasgos ligeramente más alta que durante el presente interglaciario.

Durante los últimos 6000 años se observan dos tendencias claras. La primera es un ligero enfriamiento probablemente correspondiente al final del Óptimo Climático hasta aproximadamente 4500 años BP, el periodo más frío en todo este periodo. Desde 4500 años hasta la actualidad la tendencia general es al calentamiento con pequeñas fluctuaciones que probablemente corresponden con los periodos Cálido Romano, Frío Medieval, Cálido Medieval y Pequeña Edad de Hielo. Desde 400 años BP hasta la actualidad la tendencia parece haber sido a un aumento de temperatura.

Por otro lado el MIS-5 comienza con un calentamiento en dos fases con un pequeño mínimo de temperatura de tipo Dryas Reciente y un aumento de temperatura hasta alcanzar rangos de variación considerablemente más altos que los actuales. El Óptimo se sitúa en torno a 133 ka BP y la Terminación II alrededor de 138 ka BP. El punto medio del enfriamiento posterior, que podría marcar el límite Eemense-Weichseliense Inferior, se sitúa en ~122 ka BP. A partir de ese momento la tendencia general es a aumentar la temperatura (aumento de Temperatura Media Más Probable < 1°C) con algunas fluctuaciones que se pueden correlacionar con los MIS-5c, 5b y 5a y cuyos límites se sitúan según estos registros alrededor de 107,5, 99 y 90 ka BP respectivamente.

5.6. REGISTROS ISOTÓPICOS DE CARBONO.

Los registros isotópicos de carbono obtenidos en este estudio tienen las mismas características, duración y resolución temporal que los de oxígeno descritos en el apartado anterior. Permiten la comparación de las estalagmitas holocenas C7, C7S, C10 y C11 y de las estalagmitas C1, C4 y C8 formadas durante el Último Periodo Interglacial.

5.6.1. Relación de $\delta^{13}\text{C}$ con la vegetación.

La figura 5.35 presenta los rangos de variación de las estalagmitas estudiadas junto con la composición isotópica esperada para la calcita precipitada a partir de CO_2 de origen biológico (plantas de tipo C_3 y C_4) y atmosférico.

Las estalagmitas de este estudio presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre $-2,10$ y $-11,05\text{‰}$ (VPDB). Los rangos de las estalagmitas holocenas y pleistocenas son muy similares, aunque el primero es algo más amplio. Los dos valores extremos están definidos por el máximo de la estalagmita C10 y el mínimo de C7S, ambas de edad holocena.

En la actualidad, la vegetación productora de CO_2 en los alrededores de la cueva es del tipo C_3 , como corresponde a la franja climática y biogeográfica (capítulo 3). La composición de las estalagmitas C7 y C7S se encuentra muy cerca de lo esperado para este tipo de vegetación pero la de otras, tales como C10, C4 o gran parte de C1 y C11 se hallan mucho más cercanas a la de la calcita precipitada, por ejemplo, a partir de CO_2 procedente de plantas del tipo C_4 o de una mezcla de C_3 con CO_2 atmosférico.

La figura 5.36 muestra los registros con más detalle: los valores de C7 y C7S (gráfica A) son similares en rango aunque distintos en tendencias. Sin embargo, el registro de C11, contemporáneo en gran parte con los de C7 y C7S, es totalmente distinto a los dos anteriores y presenta valores claramente más pesados ($\sim 2\text{--}6\text{‰}$). En los registros pleistocenos ocurre algo similar (gráfica B), especialmente llamativo en la parte basal de las curvas C1 y C4, que presentan una diferencia constante de $\sim 2\text{--}3\text{‰}$.

La diferencia en los rangos absolutos de registros contemporáneos indica que debe existir al menos una causa interna del sistema que explique los valores isotópicos inesperadamente pesados. El efecto de este mecanismo debe variar de unos goteos a otros.

Baker *et al.* (1997) observaron estos mismos hechos en un buen número de espeleotemas (56) procedentes de las Islas Británicas. Un alto porcentaje presentaban valores mayores de -6‰ (PDB) mientras que espeleotemas adyacentes podían formarse con diferencias en $\delta^{13}\text{C}$ de hasta $4,74\text{‰}$. Estos autores propusieron tres mecanismos para explicar estos datos: (1) fraccionamiento entre estalactita y estalagmita debido a evaporación o desgasificación, (2) un proceso similar antes de llegar a la cueva, y (3) presencia de CO_2 atmosférico (isotópicamente más pesado que el de origen vegetal) debido a un tiempo de residencia del agua en el suelo demasiado corto que impide alcanzar el equilibrio isotópico. A estas tres habría que añadir

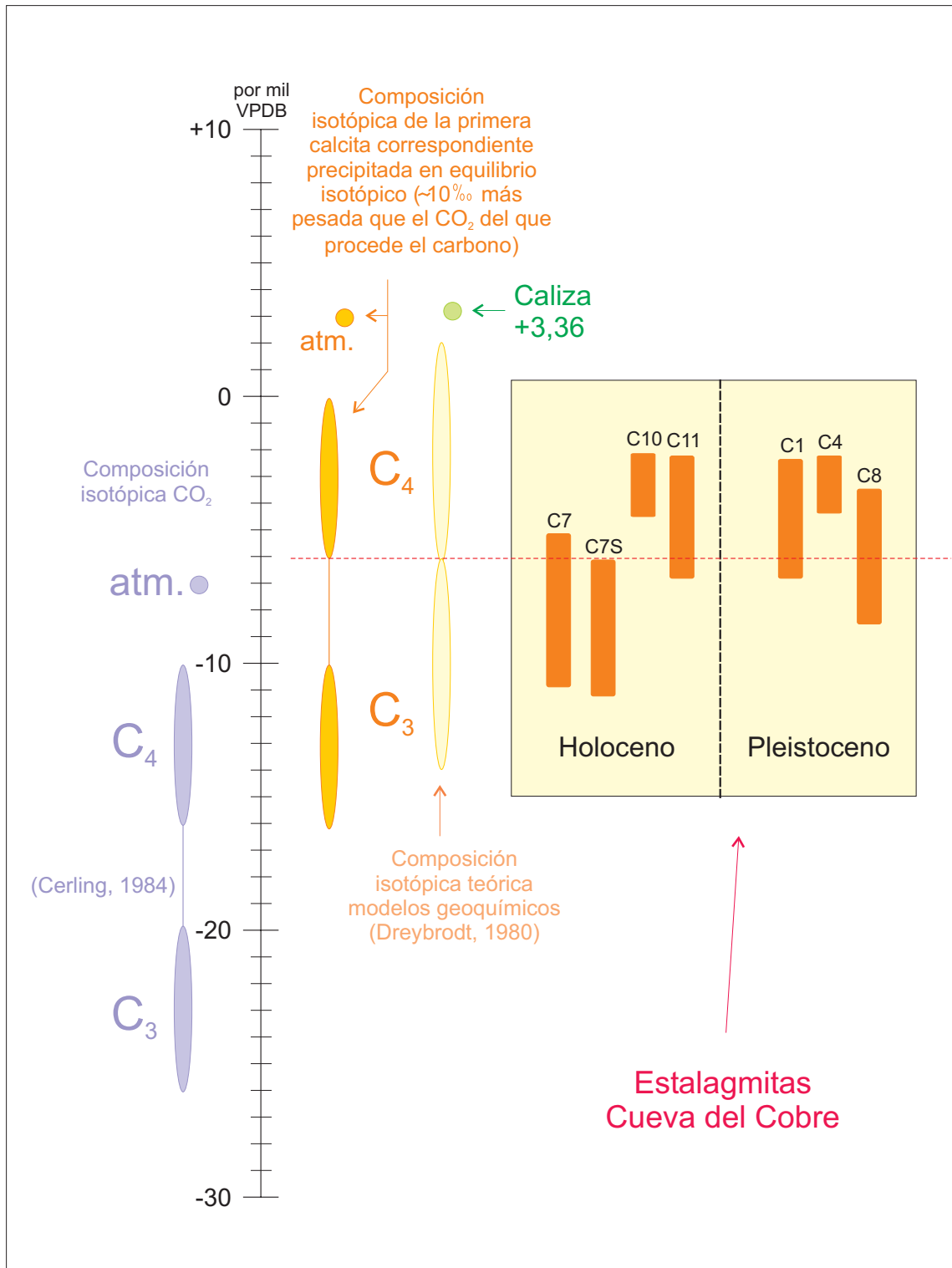


Figura 5.35.- $\delta^{13}\text{C}$ de las estalagmitas estudiadas en relación con los valores esperados a partir de CO_2 atmosférico y procedente de plantas de tipo C_3 y C_4 según Cerling (1984, color naranja) y Dreybrodt (1980, color amarillo). También se incluye la composición isotópica de la caliza encajante.

diferencias en el grado de interacción agua-roca. Revisaremos estas posibilidades a lo largo de este capítulo.

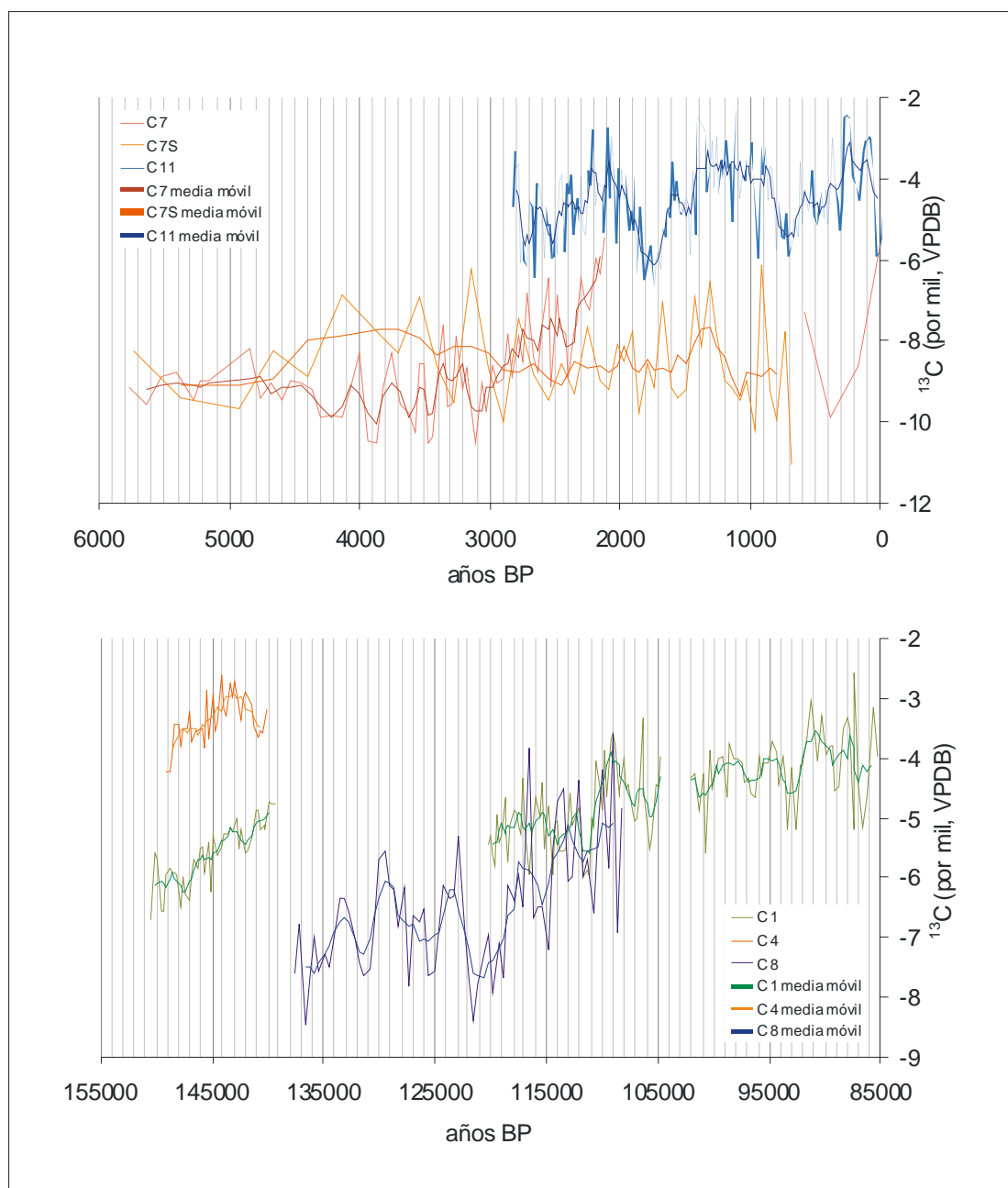


Figura 5.36. Registros isotópicos de carbono de las estalagmitas estudiadas agrupadas por edades.

5.6.2. Interpretación de los registros

La explicación más sencilla para las diferencias observadas entre los registros de carbono de distintas estalagmitas contemporáneas es que la calcita de las estalagmitas con valores más pesados haya precipitado fuera del equilibrio isotópico. A lo largo de esta memoria se han recopilado muchos indicios en contra de esta hipótesis (localización de las muestras en zonas aisladas, test de Hendy, bajo índice de covariación entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ a lo largo de los ejes de crecimiento, fábricas columnares mayoritarias y comprobación de la existencia

de equilibrio isotópico en la actualidad). Todos los indicios coinciden en afirmar que las estalagmitas crecieron en equilibrio isotópico. Aunque es posible que el equilibrio se haya perdido durante algunos intervalos de tiempo en el pasado, trataremos de encontrar alguna otra explicación para estas diferencias en los registros.

Presencia de CO₂ atmosférico

Otra posible explicación para los valores pesados de $\delta^{13}\text{C}$ de las estalagmitas es presencia de CO₂ atmosférico, isotópicamente más pesado (Schwarcz, 1986; Baker *et al.*, 1997).

El agua de las precipitaciones trae consigo CO₂ disuelto procedente de la atmósfera cuya composición isotópica se sitúa en torno a -7‰ (PDB). Al infiltrarse el agua, la mayor pCO₂ de los poros del suelo induce la disolución del CO₂ de origen orgánico (más ligero, plantas tipo C₃ y C₄) en el agua generando una alta concentración de ácido carbónico que disuelve la caliza encajante.

Normalmente se alcanza el equilibrio total entre el agua de las precipitaciones y el CO₂ del suelo. Sin embargo en algunas ocasiones, si el tiempo de residencia del agua en el suelo o la pCO₂ son tan pequeños que no se alcanza este equilibrio, la composición del CO₂ atmosférico inicial puede influir de una manera muy importante en la composición del agua de goteo final.

La ausencia de equilibrio puede estar causada por una infiltración del agua muy rápida (karst muy permeable o muchas precipitaciones) o por un suelo inmaduro o inexistente y/o con poca actividad orgánica (Baker *et al.*, 1997). Ninguna de estas características se da en la actualidad en la zona de estudio. La cueva está cubierta por una morrena de al menos varios metros de espesor, rica en arcillas, ocasionalmente encharcada y con turberas incipientes. El tiempo de residencia del agua en el suelo puede ser muy heterogéneo pero es probable que sea suficientemente largo como para alcanzar el equilibrio.

Por otro lado, si la ausencia de equilibrio estuviera causada por una relación de cantidad de agua de infiltración respecto a pCO₂ edáfico, ya sea a nivel general o local), sería de esperar algún tipo de correlación entre la tasa de crecimiento de las estalagmitas y su composición isotópica de carbono. A primera vista no es así. Por ejemplo, las tasas de crecimiento de C7 y C7S son muy distintas en su parte basal (la tasa de C7 es aproximadamente cuatro veces mayor) y sin embargo, su composición isotópica coincide, al igual que ocurre con las estalagmitas C1 y C8 alrededor de 110 ka BP. Todo lo contrario que el periodo más antiguo de las estalagmitas C1 y C4 durante el que crecieron exactamente a la misma tasa ($\sim 8\text{mm/ka}$) y para el que presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ muy distintos.

Las figuras 5.37 y 5.38 relacionan la composición isotópica de las estalagmitas holocenas y pleistocenas con su tasa de crecimiento (gráfico A). Una relación entre estas dos variables indicaría que el agua pudo infiltrarse sin alcanzar el equilibrio con el CO₂ del suelo por un exceso de agua localmente, en cada goteo, mientras que el gráfico B presenta la relación de $\delta^{13}\text{C}$ con la tasa de crecimiento media calculada a partir de todas las estalagmitas, que podría

ayudar a identificar etapas regionalmente húmedas. En ninguno de los dos supuestos aparece ninguna relación clara entre las variables, por lo que podemos asumir que no existe una relación clara entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de las estalagmitas y la humedad de la zona o la tasa de goteo.

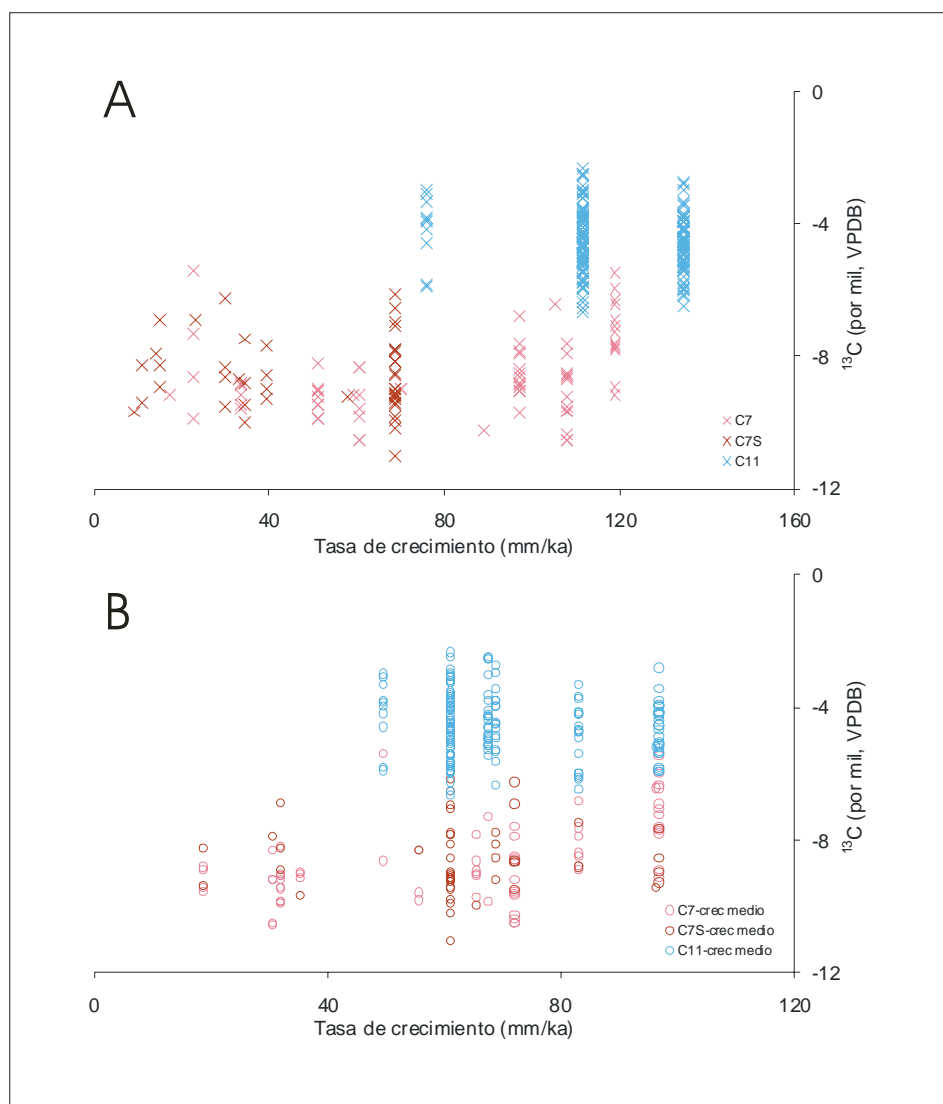


Figura 5.37. Relación entre la composición isotópica de las estalagmitas holocenas con (A) su tasa de crecimiento, y (B) la tasa de crecimiento media calculada a partir de todas ellas.

Por lo tanto, no se dan las condiciones para que se note la influencia del CO_2 atmosférico en el agua de los goteos, pero además, parece poco probable que algunas de las estalagmitas estudiadas tengan componente atmosférico y otras no. C4 presenta valores bastante más pesados que C1 a pesar de estar las dos estalagmitas en la misma zona de la cueva y relativamente cercanas, creciendo a la misma tasa y estando influenciadas previsiblemente por la misma cubierta edáfica.

Relación con la situación de las estalagmitas dentro de la cueva.

La observación anterior nos lleva a pensar que la única diferencia importante entre las estalagmitas C1 y C4 es su cota dentro de la cueva. En un apartado anterior ya se propuso un proceso de destilación de las aguas de goteo que enriquece en uranio las estalagmitas más bajas en cota. Para comprobar si puede ocurrir un proceso similar que fraccione los isótopos del carbono a lo largo de su viaje por el interior de la zona vadosa, en la figura 5.39 se han representado todos los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de las estalagmitas estudiadas en función de su cota sobre el nivel de base. Parece existir una relación entre mayor proporción de ^{13}C y mayor profundidad (menor cota), tanto en las muestras holocenas como en las más antiguas.

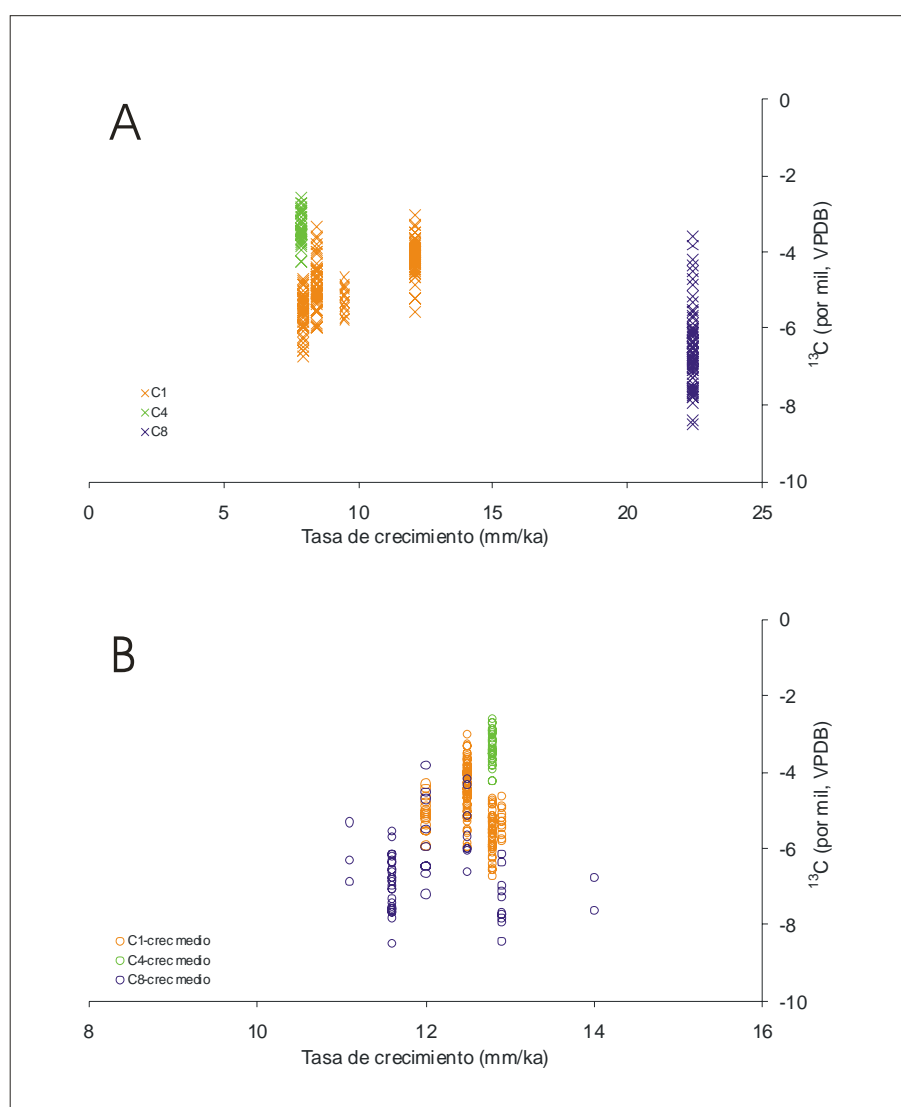


Figura 5.38. Relación entre la composición isotópica de las estalagmitas pleistocenas con (A) su tasa de crecimiento, y (B) la tasa de crecimiento media calculada a partir de todas ellas.

Es interesante notar que las estalagmitas representadas se encuentran a distinta cota pero no necesariamente en la vertical unas sobre otras: C7 y C7S estaban en una zona ligeramente apartada de C10 por un lado y de C11 por otro. De la misma manera, C8 fue recogida en una red “vertical” de galerías distinta a la de C1 y C4. Esto nos induce a pensar que este proceso de fraccionamiento ocurra en toda la zona de muestreo y posiblemente sea común en las cuevas con un cierto desnivel vertical.

Esta relación por sí sola explica las diferencias de valores absolutos de los registros de estalagmitas contemporáneas. Pero en este punto sería interesante comprobar si este proceso afecta sólo a los isótopos de carbono o si también podría explicar algunas de las diferencias en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de estalagmitas contemporáneas.

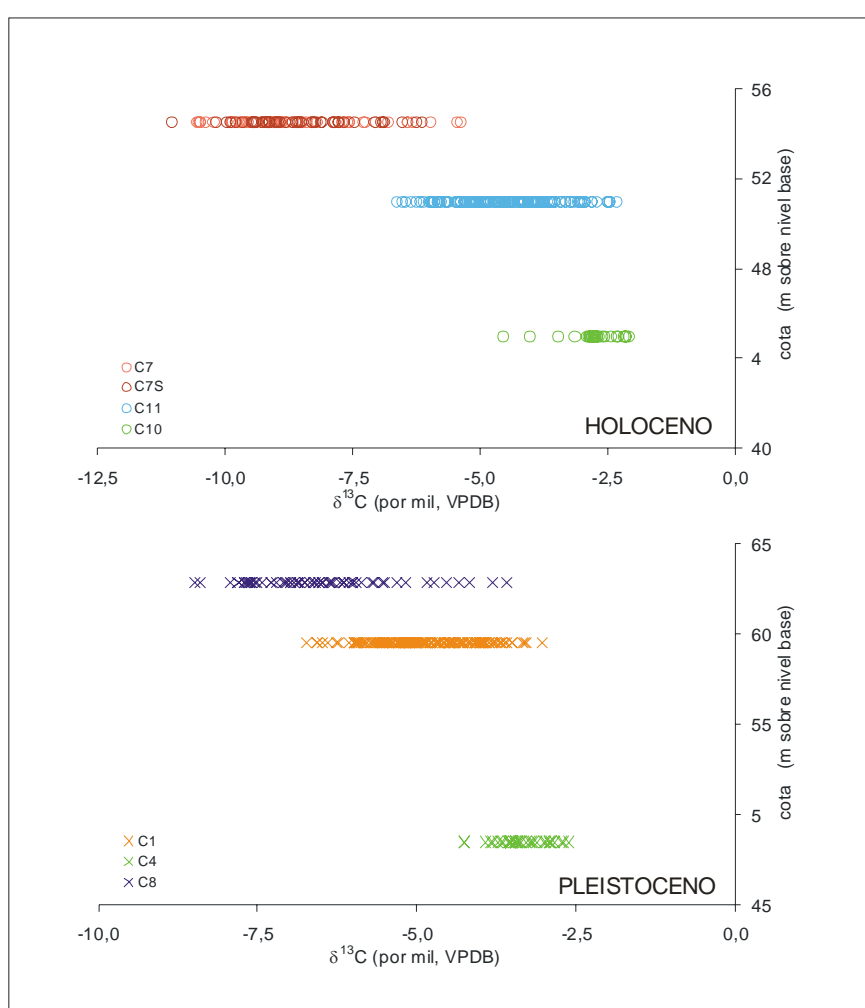


Figura 5.39. Relación entre la composición isotópica de carbono de las estalagmitas estudiadas y su cota dentro de la cueva.

En la figura 5.40 se ha representado la composición isotópica de las estalagmitas holocenas en función de su cota. El valor $\delta^{18}\text{O}$ de las estalagmitas del Holoceno reciente, aproximadamente contemporáneas, se comporta de manera paralela al valor $\delta^{13}\text{C}$, mientras que el de la estalagmita C10, que creció

durante épocas más frías, presenta valores considerablemente más ligeros. Por lo tanto, de esta forma tan sencilla, obtenemos dos conclusiones: (1) sólo es posible comprobar la influencia de la cota en la composición isotópica de oxígeno de las estalagmitas comparando registros de igual edad, dada la enorme influencia de estos isótopos con la temperatura, y (2) la relación de $\delta^{13}\text{C}$ con la cota es posiblemente más importante que otros factores tales como la temperatura, ya que no se ve afectada por este factor de la misma manera que $\delta^{18}\text{O}$.

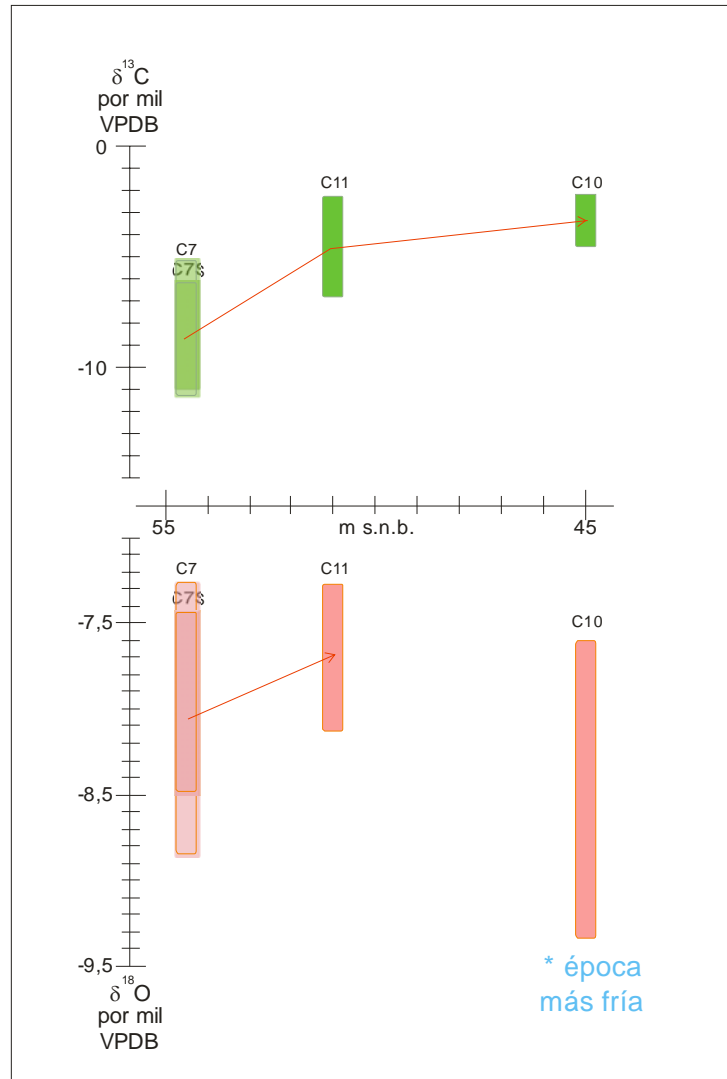


Figura 5.40. Relación de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las estalagmitas holocenas con la cota.

Para comprobar de manera fehaciente la relación $d\delta/dcota$ (para oxígeno y carbono) y tratar de cuantificarla si es posible, se ha repetido la gráfica anterior para aquellos intervalos temporales para las que existen al menos dos estalagmitas comparables. Tanto para el Holoceno (figura 5.41) como para el periodo de estudio del Pleistoceno (figura 5.42) se han utilizado tres estalagmitas distintas procedentes de dos redes de galerías diferentes, es decir, no colocadas en la vertical unas sobre otras.

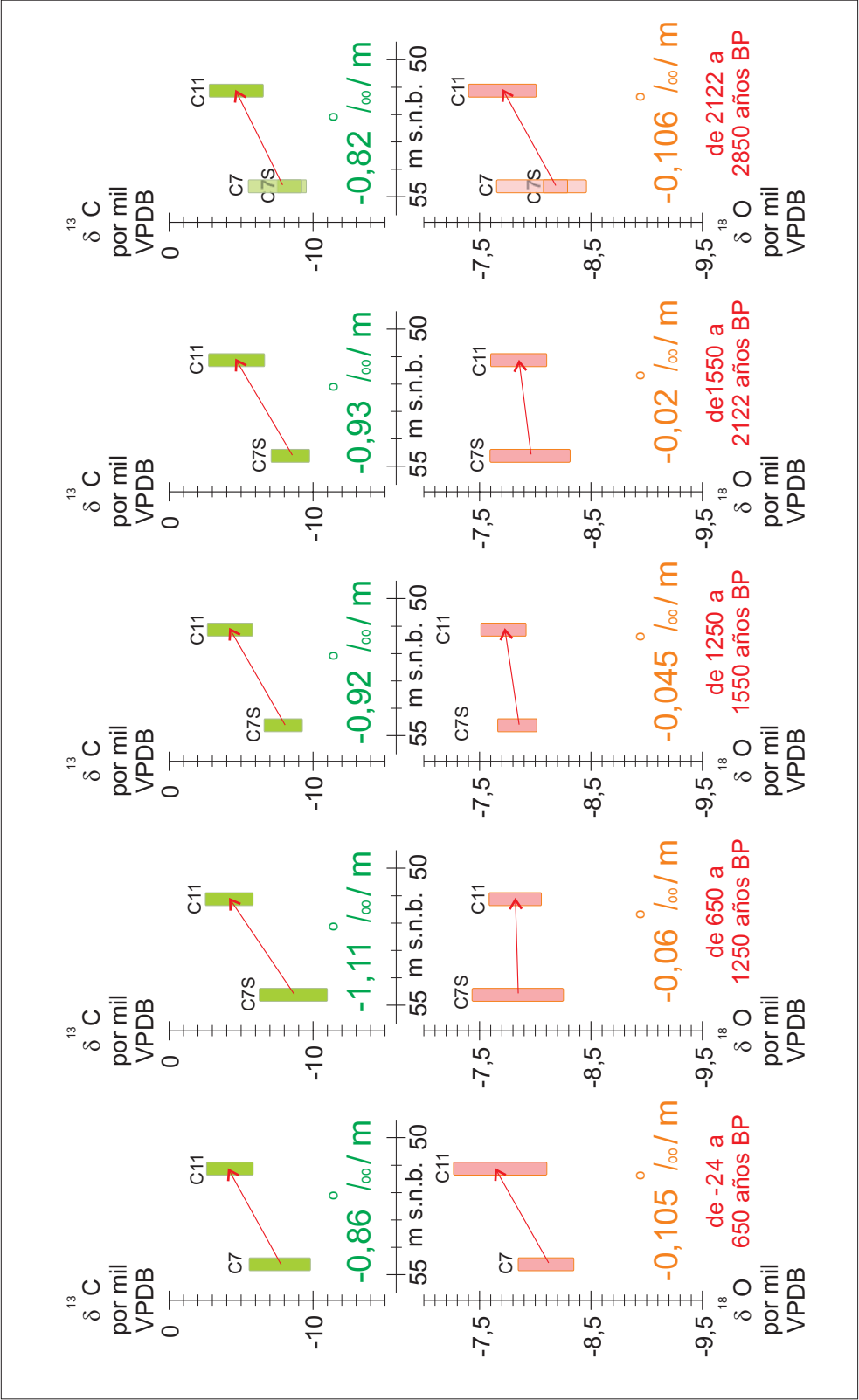


Figura 5.4.1.- Relación entre la composición isotópica de las estalagmitas holocenas estudiadas y su situación dentro de la cueva ("m s.n.b." corresponde a "metros sobre el nivel de base"). La comparación se ha realizado dividiendo el registro en distintos intervalos temporales para evitar el efecto de la temperatura y otras influencias paleoambientales. Los valores señalados en color verde ($\delta^{13}\text{C}$) y naranja ($\delta^{18}\text{O}$) corresponden a los gradientes de estas variables con la cota para cada intervalo de tiempo.

Es interesante destacar que en todos los casos existe una relación negativa entre $\Delta\delta$ y la cota, tanto para el oxígeno como para el carbono. Los gradientes de variación calculados son los siguientes:

$$\begin{array}{ll} \left[\frac{d(\delta^{13}\text{C})}{d(\text{cota})} \right]_{\text{Holoceno}} = -0,82 \rightarrow -1,11 \text{ ‰/m} & \left[\frac{d(\delta^{18}\text{O})}{d(\text{cota})} \right]_{\text{Holoceno}} = -0,020 \rightarrow -0,106 \text{ ‰/m} \\ \left[\frac{d(\delta^{13}\text{C})}{d(\text{cota})} \right]_{\text{Pleistoceno}} = -0,15 \rightarrow -0,23 \text{ ‰/m} & \left[\frac{d(\delta^{18}\text{O})}{d(\text{cota})} \right]_{\text{Pleistoceno}} = -0,012 \rightarrow -0,054 \text{ ‰/m} \end{array}$$

Los gradientes de oxígeno son más variables dentro de cada época ($-0,067 \pm 0,047 \text{‰/m}$ en el Holoceno y $-0,030 \pm 0,024 \text{‰/m}$ durante el Pleistoceno) mientras que los de carbono presentan un rango menor ($-0,93 \pm 0,11 \text{‰/m}$ durante el Holoceno y $-0,20 \pm 0,05 \text{‰/m}$ durante el Pleistoceno).

Los gradientes de oxígeno y carbono no varían en paralelo a lo largo del tiempo. Durante los últimos ~3000 años la relación entre el gradiente de carbono respecto al de oxígeno ha variado entre 7,7 y 46,5. Es decir, en algunos periodos la composición isotópica de carbono cambiaba con la profundidad 7,7 veces más rápido que la de oxígeno mientras que otras veces esa diferencia llegó a ser 46 veces mayor. Esto sugiere que ambos gradientes pueden deberse a dos procesos distintos aunque también es posible que los isótopos de oxígeno y carbono no varíen de forma lineal a la misma causa. Durante los periodos estudiados del Pleistoceno esta relación varió entre 3,9 y 19,2. Esta diferencia respecto al Holoceno indica que estos dos procesos, sean los que sean, han actuado de manera distintas durante los últimos 3000 años y durante el Último Periodo Interglacial.

En resumen, observamos que parece existir una relación entre $\delta^{13}\text{C}$ y, en menor medida, entre $\delta^{18}\text{O}$ de una estalagmita y su cota. Esta relación parece tener una causa interna al sistema. La composición inicial (la de las estalagmitas recogidas en niveles más altos) se puede considerar más próxima a lo esperado en el entorno de la cueva, y se enriquece al disminuir la cota. Además, la magnitud de estos enriquecimientos (el de $\delta^{13}\text{C}$ y el de $\delta^{18}\text{O}$ por separado) varían con el tiempo. Esto nos lleva a la siguiente pregunta: cuáles pueden ser esos procesos.

Baker *et al.* (1997) proponen una hipótesis que podríamos llamar “de la calcita residual” y que es similar a la propuesta para el enriquecimiento de uranio. Se basa en el modelo de precipitación de calcita de Dulinski y Rozanski (1990). Estos autores dividen el proceso de precipitación en dos etapas. La primera es una desgasificación inicial hasta un umbral crítico de sobresaturación y la precipitación se produce en la segunda fase por desgasificación posterior. La composición isotópica final del espeleotema dependerá de la temperatura, la composición química e isotópica de la solución inicial y, de manera muy importante, del tiempo transcurrido desde que comenzó la desgasificación.

La figura 5.43 representa las variaciones de $\delta^{13}\text{C}$ calculadas según este modelo en función del tiempo transcurrido desde la primera desgasificación para una $p\text{CO}_2$ del aire de la cueva de 0,05 atm y condiciones de sistema abierto. Los gráficos muestran la evolución de $\delta^{13}\text{C}$ de los espeleotemas asumiendo una composición inicial del suelo de CO_2 de -25‰ , típico de plantas de tipo C_3 , para 5°C y 15°C . El modelo predice en ambos casos un enriquecimiento de $\delta^{13}\text{C}$ de 5‰ en menos de 10 minutos desde la primera desgasificación. Sin embargo, a 5°C , una temperatura similar a la de la zona de estudio, la precipitación de calcita es mucho más lenta y a los 60 minutos sólo ha precipitado el 44% en comparación con el 57% que precipita en la mitad de tiempo a 15°C .

Este modelo permite una explicación cualitativa muy simple del enriquecimiento observado en los espeleotemas inferiores. Sin embargo, si introducimos los valores reales de este estudio en la figura 5.43 obtenemos resultados poco probables. En la gráfica A se han representado los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de las estalagmitas C7 y C11 para los últimos 650 años, que podríamos considerar a grandes rasgos similares a las actuales. Asumiendo una temperatura estable de 5°C y una composición del CO_2 del suelo de -25‰ , la diferencia en la composición de estas dos estalagmitas se explicaría por sólo 6 min de desgasificación entre una y otra. La diferencia observada entre C1 y C8 para el periodo de tiempo comprendido entre 113 y 108,1 ka BP corresponde sólo a 2 min de desgasificación a 5°C .

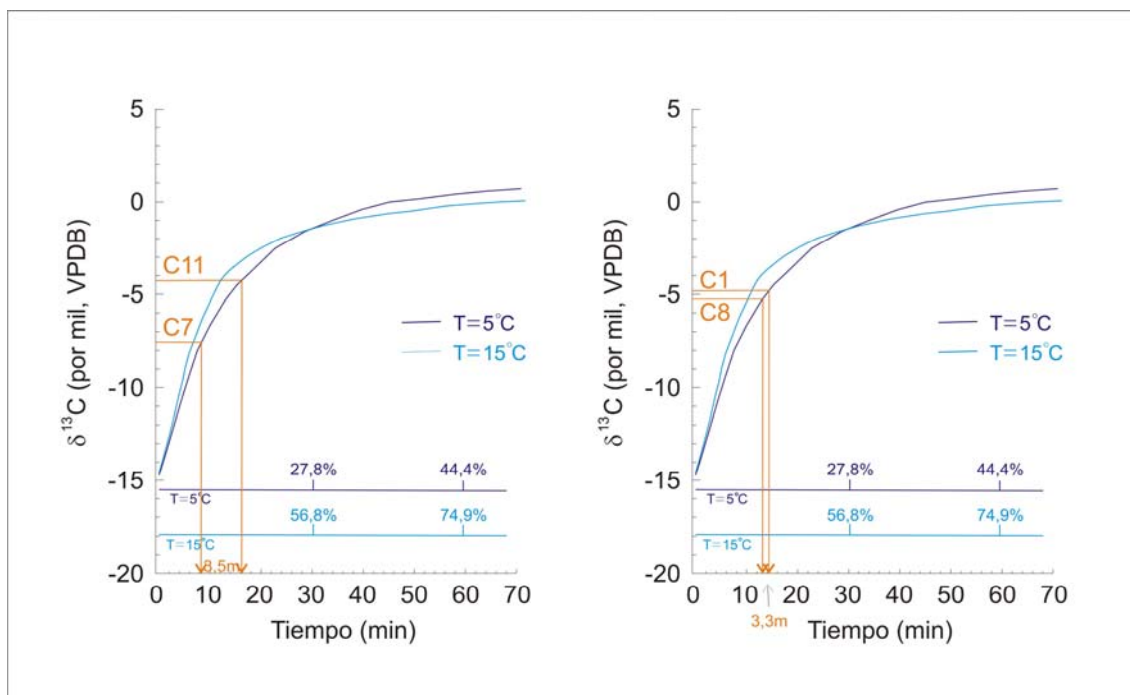


Figura 5.43. Variación de $\delta^{13}\text{C}$ en función del tiempo transcurrido desde la primera desgasificación según el modelo de Dulinski y Rozanski (1990). Los valores están calculados para un sistema abierto, $\delta^{13}\text{C}$ inicial del CO_2 del suelo de -25‰ (VPDB) y $p\text{CO}_2$ del aire de la cueva de 0,05 atm. En el eje X también se representa el porcentaje de calcita precipitada en función de la temperatura.

Por otro lado, estos gradientes también podrían estar inducidos por otros factores como, por ejemplo, evaporación, que afecte tanto a los isótopos de oxígeno como de carbono en algún momento previo al goteo sobre las estalagmitas objeto de estudio. Los isótopos ligeros pasarían preferentemente a la fase vapor dejando el líquido enriquecido en isótopos pesados. Cuanto mayor fuera la profundidad y mayor el espacio recorrido por el agua hasta el punto de muestreo, mayor sería la probabilidad de atravesar algún punto en el que se indujera una precipitación fuera del equilibrio isotópico.

Por último también sería posible en menor medida que existiera intercambio isotópico del agua líquida con el agua, el CO₂ y el oxígeno del aire de la cueva en un acercamiento progresivo al equilibrio. El agua de goteo está perdiendo CO₂ isotópicamente ligero continuamente. De esta manera, cuando el agua de percolación llega a su primer goteo en los niveles más altos de la cueva se encuentra en desequilibrio con el aire, no sólo en cuanto a pCO₂ sino también en cuanto a su composición isotópica.

Consecuencias de esta observación

Este hecho tiene algunas implicaciones aparte de la inmediata de generar distintos registros en estalagmitas contemporáneas:

La primera es que en cuevas con un gran relieve vertical, el agua de goteo no tiene por qué corresponder al agua de las precipitaciones anuales homogeneizada. En la zona de estudio, es de esperar que el $\delta^{18}\text{O}$ medio anual de las precipitaciones sea ligeramente más negativo que el de los goteos.

La segunda implicación surge de la comparación de los gradientes holocenos y pleistocenos. Mientras que el gradiente calculado para el oxígeno es del mismo orden en las dos épocas (entre -0,012 y -0,05‰/m para el Pleistoceno y aproximadamente el doble, entre -0,02 y -0,106‰/m para el Holoceno), el gradiente del carbono presenta mayores diferencias (entre -0,15 y -0,23‰/m para el Pleistoceno y entre cuatro y cinco veces mayor en el Holoceno, entre -0,82 y -1,11‰/m). Esto se debe indudablemente a causas de origen paleoambiental, difíciles de calcular con la escasez de datos actual. O bien la composición del CO₂ del suelo y la pCO₂ del aire de la cueva han sido distintas en las dos épocas, o los procesos cinéticos han sido más importantes durante el Holoceno, o la composición isotópica del aire en esta zona de la cueva ha sido más pesada lo que hace que el agua de goteo tienda a equilibrarse más rápidamente. En cualquier caso, puede deberse a una mayor inestabilidad durante el Holoceno traducida en más corrientes de aire, más renovación, etc. Esta explicación coincidiría con las microfacies tan cambiantes observadas en los espeleotemas holocenos.

5.6.3. Conclusiones sobre los registros isotópicos de carbono

La composición isotópica de carbono de las estalagmitas estudiadas presenta un rango de variación bastante amplio, entre -2,10 y -11,05‰ (VPDB), muy similar en las estalagmitas holocenas y en las correspondientes al Último Periodo Interglacial. La composición de algunas de las estalagmitas se encuentra

próxima a lo esperado para la vegetación de tipo C_3 presente en la zona pero la de otras se halla más cercana a la de la calcita precipitada a partir de CO_2 procedente de plantas del tipo C_4 o de una mezcla de C_3 con CO_2 atmosférico y/o carbonato procedente de la caliza carbonífera.

Además, algunos registros de estalagmitas contemporáneas presentan diferencias en sus valores absolutos de entre 2 y 6‰. Estas diferencias no están causadas por procesos cinéticos durante el crecimiento de las estalagmitas ya que la ausencia de estos procesos ya se ha comprobado con anterioridad a lo largo de esta investigación.

Los valores de $\delta^{13}C$ tan altos no parecen estar relacionados tampoco con la presencia de CO_2 de origen atmosférico no equilibrado con el CO_2 biológico antes de la infiltración ni con la humedad de la zona si tomamos como indicador de esta característica la tasa de crecimiento media de las estalagmitas.

Sin embargo, sí se ha encontrado una relación entre los valores isotópicos de carbono de las estalagmitas y su situación respecto al nivel de base de la cueva. Esta influencia es relativamente independiente de la temperatura. Esta relación ha permitido encontrar y cuantificar otra relación similar para los isótopos de oxígeno, enmascarada en este caso por la fuerte dependencia de los isótopos de este elemento con la temperatura. En todos los pares de estalagmitas estudiadas, que para cada periodo han sido elegidas de entre tres procedentes de dos galerías distintas, se ha encontrado una relación entre isótopos más pesados y cotas más bajas dentro de la cueva. Los gradientes de variación de los isótopos de oxígeno con la cota cambian con el tiempo y se sitúan entre -0,012 y -0,05‰/m para el Pleistoceno y aproximadamente el doble, entre -0,02 y -0,106‰/m para el Holoceno, mientras que el gradiente del carbono presenta mayores diferencias (entre -0,15 y -0,23‰/m para el Pleistoceno y cuatro y cinco veces mayor en el Holoceno, entre -0,82 y -1,11‰/m). Los gradientes de oxígeno son más variables dentro de cada época ($-0,067 \pm 0,047$ ‰/m en el Holoceno y $-0,030 \pm 0,024$ ‰/m durante el Pleistoceno) pero los de carbono mantienen una coherencia mayor ($-0,93 \pm 0,11$ ‰/m durante el Holoceno y $-0,20 \pm 0,05$ ‰/m durante el Pleistoceno).

Los gradientes de oxígeno y carbono además no varían en paralelo a lo largo del tiempo. Durante los últimos ~3000 años la relación entre el gradiente de carbono respecto al de oxígeno ha variado entre 7,7 y 46,5. Es decir, en algunos periodos la composición isotópica de carbono cambiaba con la profundidad 7,7 veces más rápido que la de oxígeno mientras que otras veces esa diferencia llegó a ser 46 veces mayor. Esto sugiere que ambos gradientes pueden deberse a dos procesos distintos.

Los procesos fraccionadores pueden ser similares al de destilación propuesto en un apartado anterior para describir el enriquecimiento en uranio de las estalagmitas situadas a menor cota dentro de la cueva, como el que hemos denominado “de la calcita residual”. También es posible que este proceso de enriquecimiento esté influido además por la presencia de evaporación y/o desgasificación acelerada antes de llegar al goteo o el intercambio isotópico del agua con el aire de la cueva. Sea cual sea el o los procesos, éstos han funcionado de diferente manera a lo largo del tiempo.

5.7. CICLICIDAD DEL REGISTRO.

La aplicación inmediata del estudio del clima del pasado es la comprensión del clima presente y su modelización y predicción en el futuro. Una gran ayuda en esta predicción es el conocimiento de sus parámetros cíclicos.

En este apartado estudiaremos las señales cíclicas que se han reconocido en los registros microestratigráficos e isotópicos.

5.7.1. Variaciones cíclicas en el registro microestratigráfico

La figura 5.44 representa las secuencias cíclicas encontradas en el registro microestratigráfico de las estalagmitas C1 y C4 (pleistocenas) y C7, C7S y C12 (holocenas). La “secuencia cíclica” definida de esta forma está formada por dos tipos de calcita que se repiten de manera similar al menos en cuatro ocasiones para formar tres secuencias equivalentes. Asumiendo que las secuencias están formadas por procesos de igual duración, se divide el número de años total entre el número de secuencias para obtener la duración media de cada secuencia.

La duración media de las secuencias cíclicas encontradas mediante este método se concentran en torno a 1-3 años, 8-10 años, 18-20 años y 240-290 años (figura 5.45).

En la figura 5.44 se han incluido también los fragmentos de registro caracterizados por un tipo especial de secuencias que hemos denominado “dobletes” y que ya se han descrito en el capítulo IV. Los dobletes están formados por una alternancia muy fina ($\sim 260 \mu\text{m}$ como máximo) de calcita transparente y calcita nebulosa o marrón. En las partes de las estalagmitas en las que hay una sucesión larga de estos dobletes, se han tomado medidas de algunos de ellos, de espesor característico, que podrían tomarse como un valor medio. Para estudiar estas secuencias especiales (por ejemplo, figura 5.44-lámina II) se compara la tasa de crecimiento anual (color azul) obtenida mediante el modelo cronoestratigráfico del apartado 5.2 de esta memoria, con el espesor de los dobletes (color naranja). Así se obtiene la duración media de esta alternancia que varía entre ~ 1 y 30 años.

5.7.2. Variaciones cíclicas en el registro isotópico

El estudio de los periodos de estas variaciones se ha realizado con el programa SPECTRUM (Schulz y Stattegger, 1997) especialmente diseñado para realizar el análisis espectral de series paleoclimáticas formadas por datos separados por intervalos temporales desiguales.

La figura 5.46 representa unos ejemplos de los resultados obtenidos con este programa. Ningún pico llega a superar el límite del 95% de confianza (“gf” en la figura). Esto se debe principalmente a dos causas: la primera es el número relativamente limitado de datos que forman cada serie paleoclimática, y el segundo es la presencia de ruido aleatorio, que enmascara la verdadera intensidad de los picos reales a la vez que hace aparecer picos artificiales secundarios (Schulz y Stattegger, 1997).

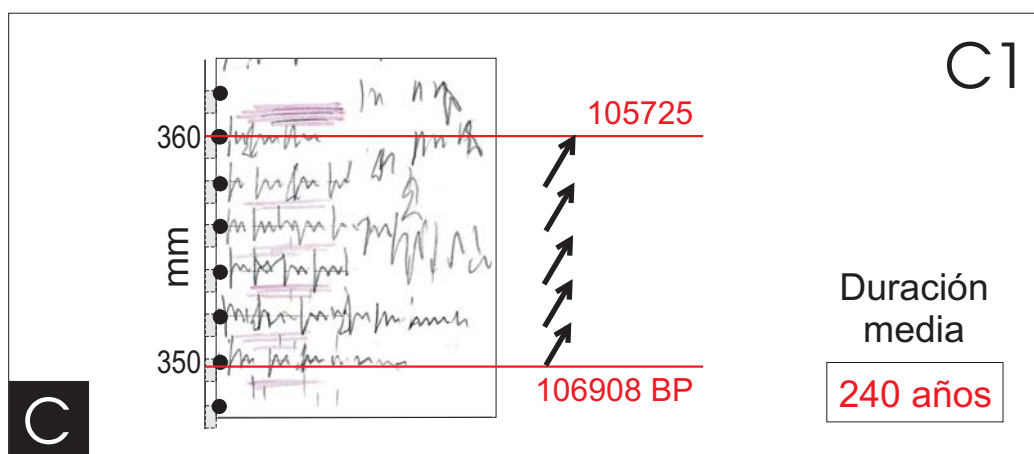
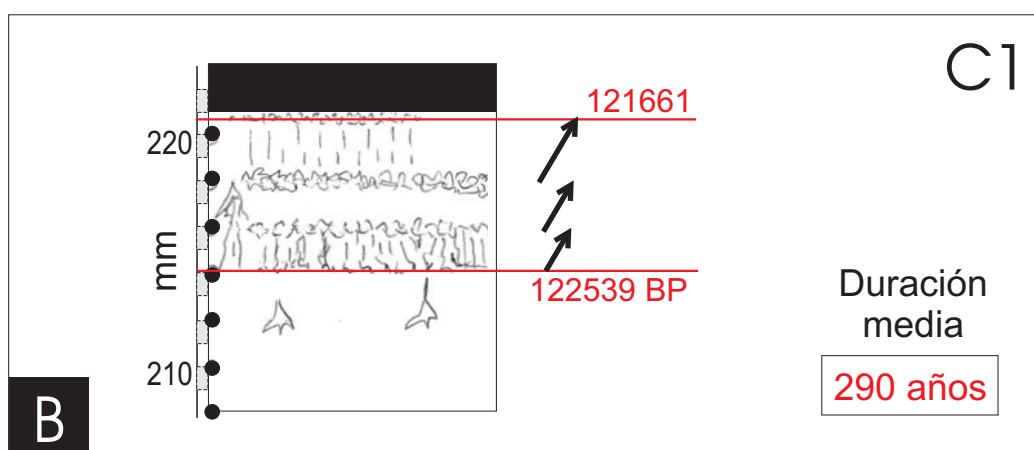
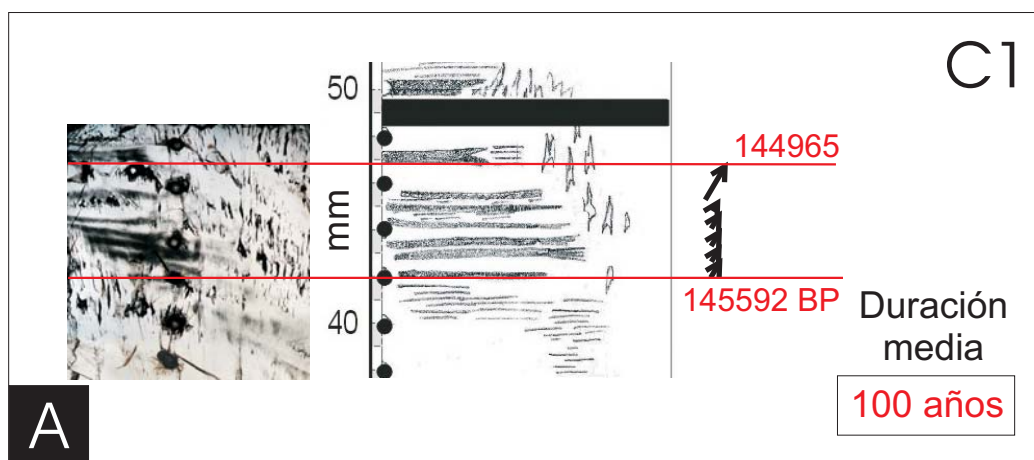


Figura 5.44. Lámina I. – Secuencias cíclicas (indicadas por flechas) localizadas en las estalagmitas estudiadas. Ver tablas de anexos para errores en las edades.

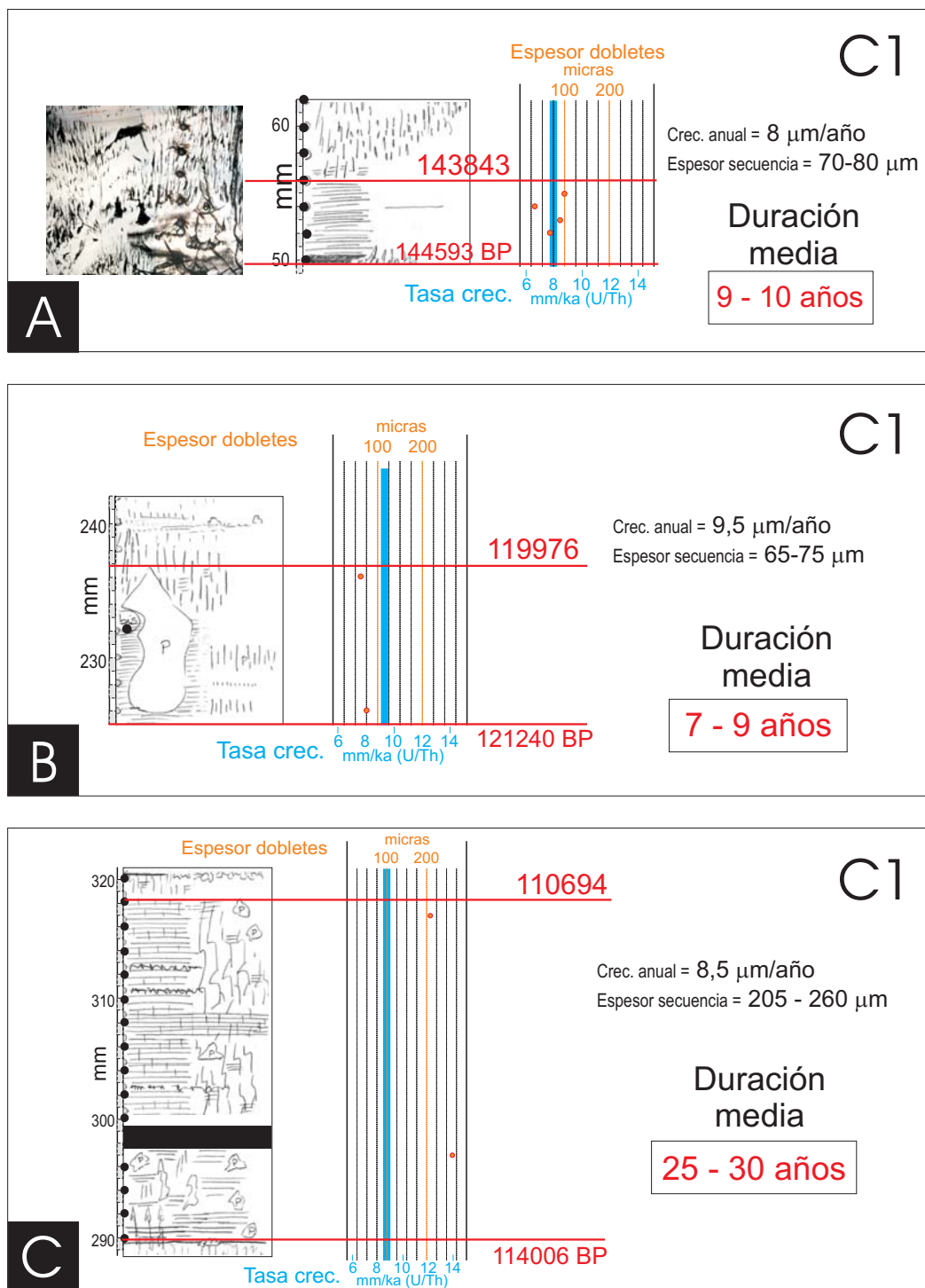


Figura 5.44. Lámina II. – Secuencias cíclicas localizadas en las estalagmitas estudiadas. Ver tablas de los anexos para errores en las edades.

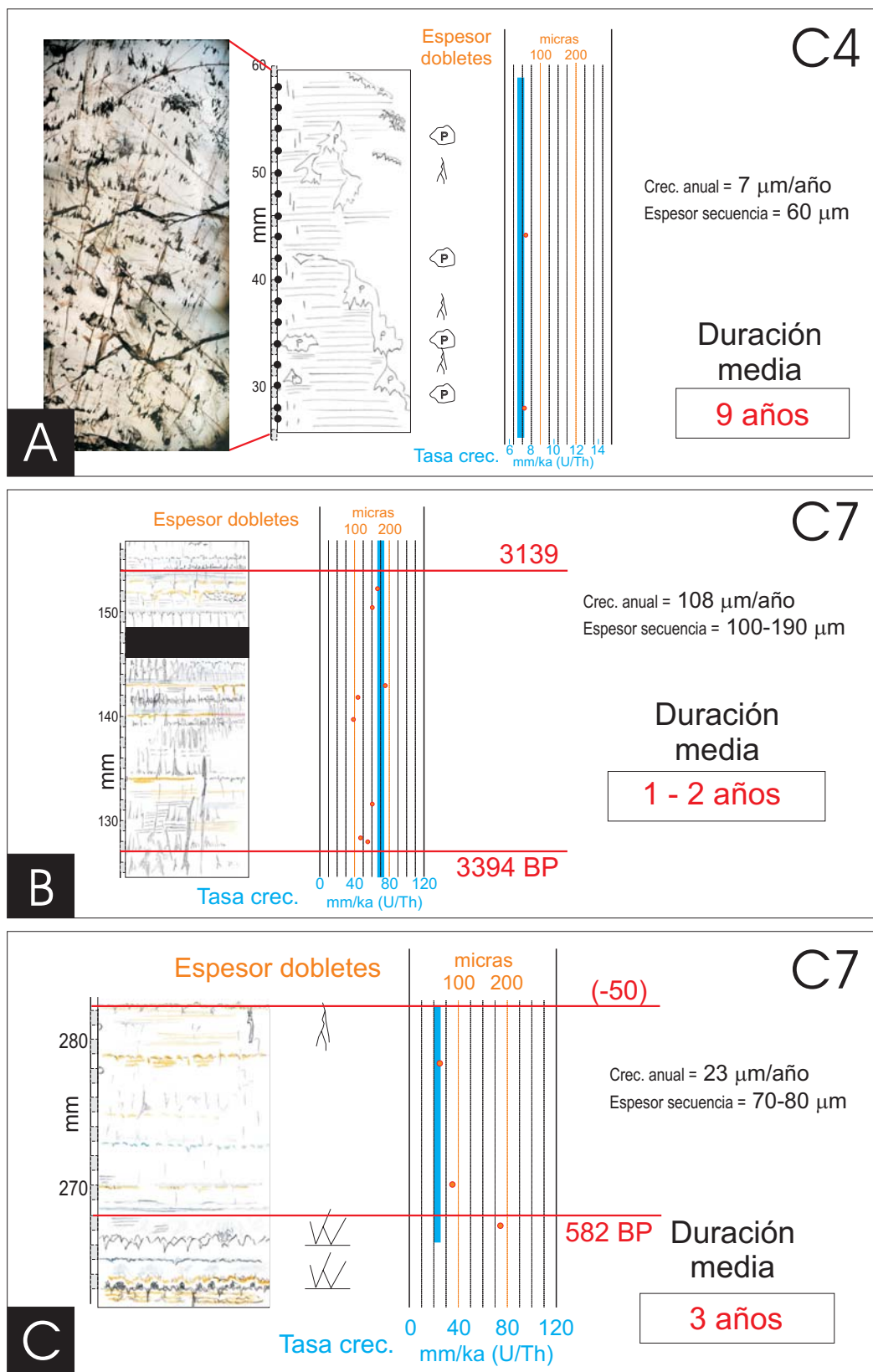


Figura 5.44. Lámina III. - Secuencias cíclicas localizadas en las estalagmitas estudiadas. Ver tablas de anexos para errores en las edades.

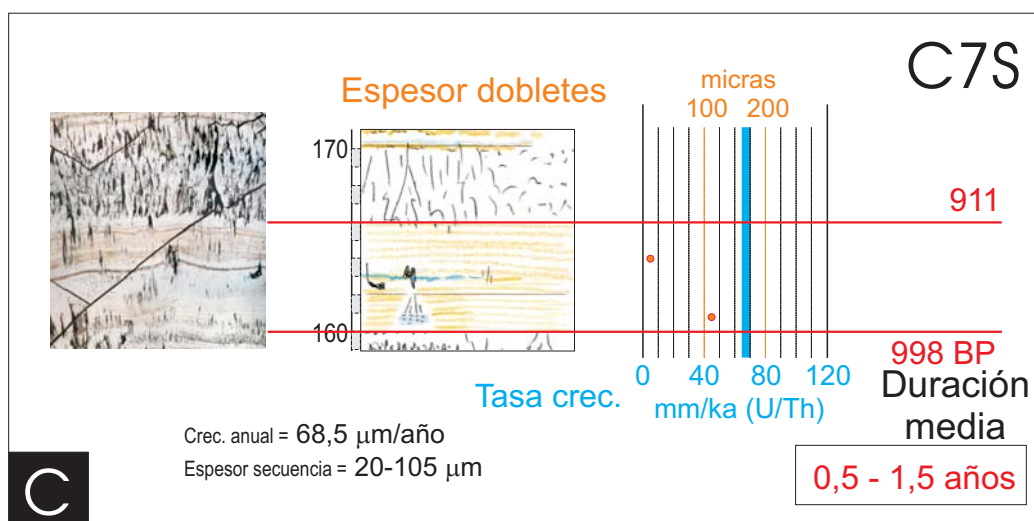
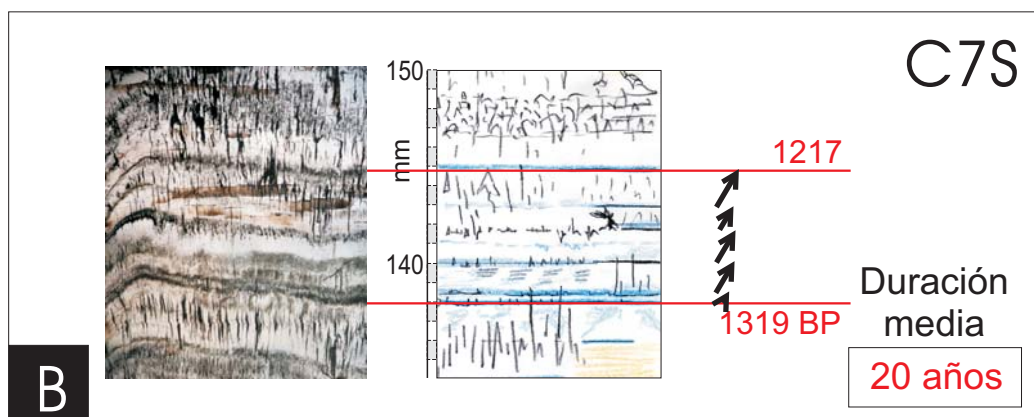
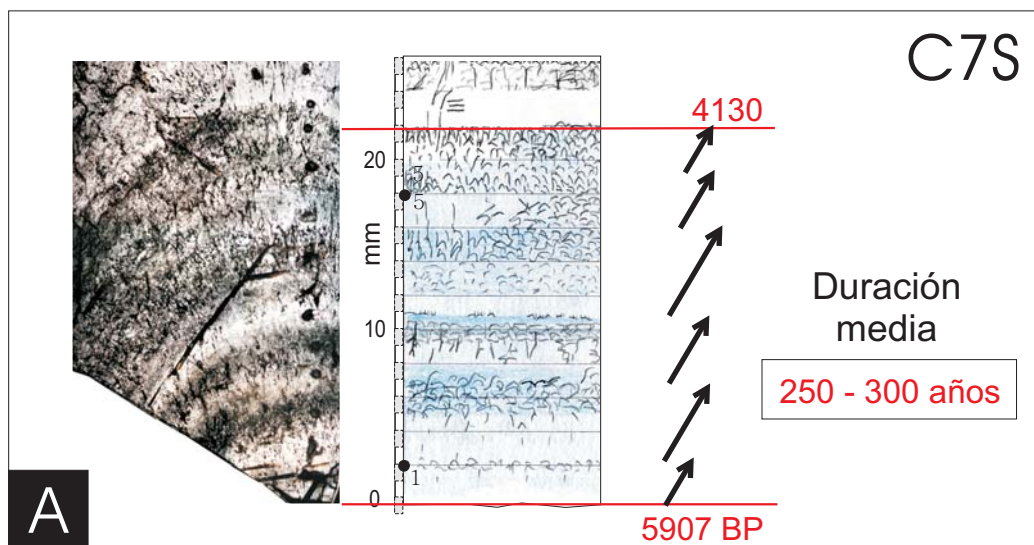


Figura 5.44. Lámina IV. – Secuencias cíclicas localizadas en las estalagmitas estudiadas. Ver tablas de anexos para errores en las edades.

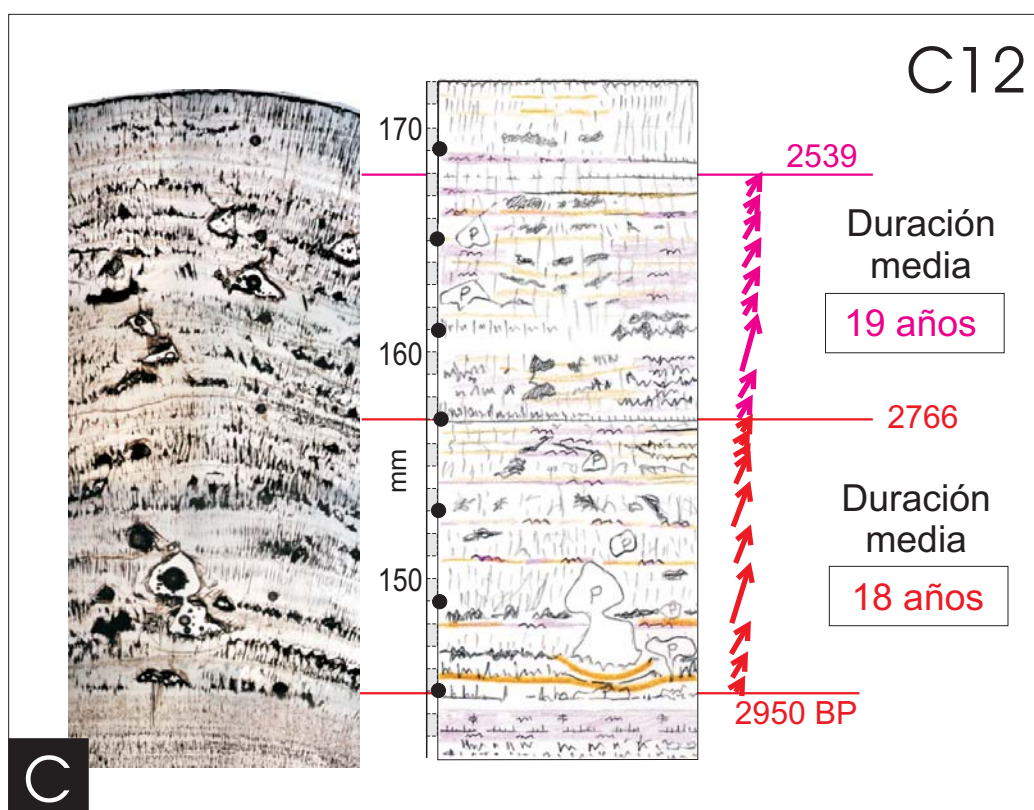
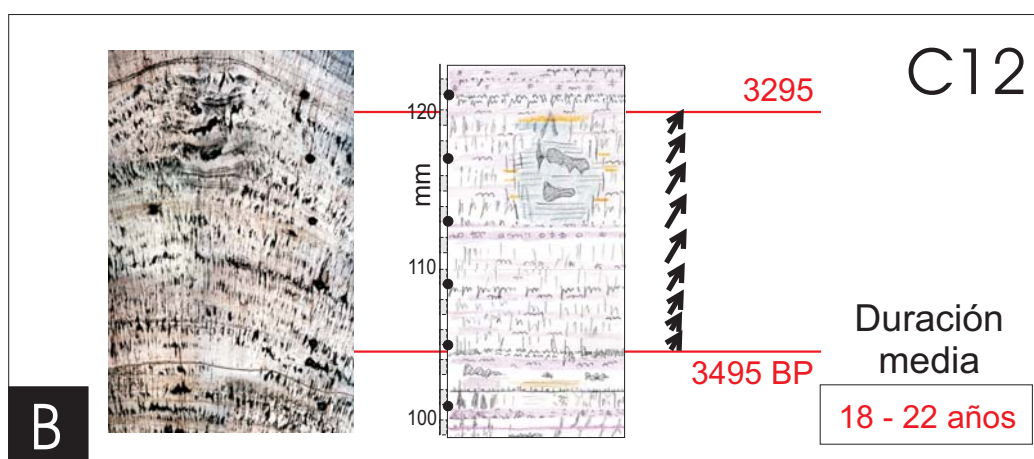
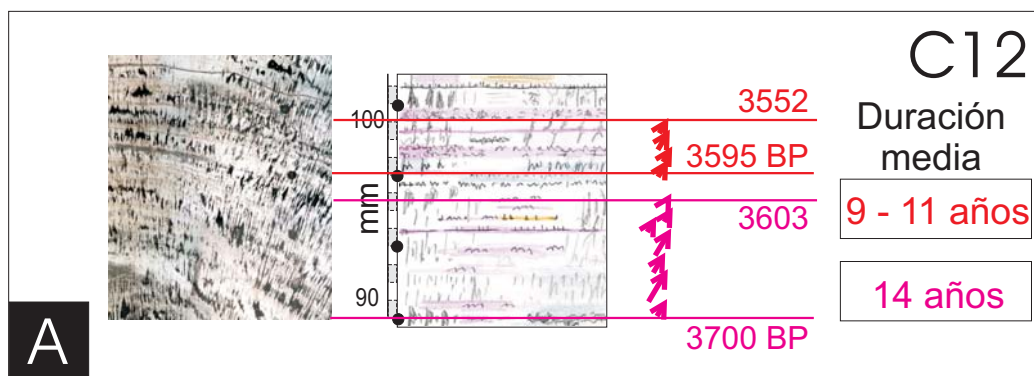


Figura 5.44. Lámina V. – Secuencias cíclicas localizadas en las estalagmitas estudiadas. Ver tablas de anexos para errores en las edades.

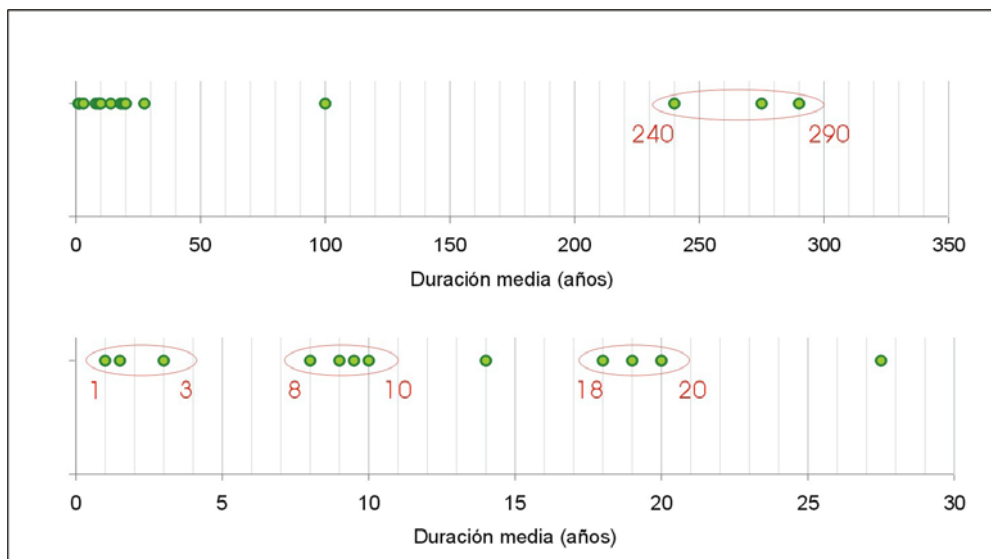


Figura 5.45. Duraciones medias de las secuencias microestratigráficas cíclicas de las estalagmitas C1, C4, C7, C7S y C12.

Con este programa, la periodicidad se puede encontrar prácticamente en cualquier serie de números. Para resaltar las periodicidades reales, trabajaremos a partir de ahora con los resultados de todas las estalagmitas combinadas utilizando clases de 5 años (figura 5.46-C). El hecho de encontrar la misma periodicidad en varios registros distintos, que pueden ser de isótopos de oxígeno o carbono, y de distinta edad, induce a pensar que estos picos estén señalando una ciclicidad real. Las estalagmitas C7 y C11 coinciden en el periodo de 120–125 años, C7S y C11 en el de ~200 años y las tres en un periodo en torno a ~270–280 años. Estas coincidencias se han representado con una línea “combinada” (de color rojo en la figura) cuya longitud y anchura de picos está en relación con la coincidencia de los periodos de las distintas estalagmitas (figura 5.46-C).

El grupo de picos más importante de la línea combinada obtenida de esta forma parece correlacionarse con el grupo más importante de las duraciones medias de las secuencias microestratigráficas cíclicas (figura 5.47), por lo que asumiremos que ambos métodos están desenmascarando ciclicidades reales independientemente.

5.7.3. Resumen de las ciclicidades encontradas

La figura 5.48 representa todas las ciclicidades encontradas por los distintos métodos utilizados. Cuando ha sido posible (en el caso de las secuencias microestratigráficas) se ha representado también en qué épocas se han podido identificar las distintas ciclicidades.

De la comparación de estas dos gráficas se pueden obtener algunas conclusiones.

El clima de los últimos 6000 años en la zona de estudio siempre ha dejado alguna impronta cíclica en el registro microestratigráfico de las estalagmitas.

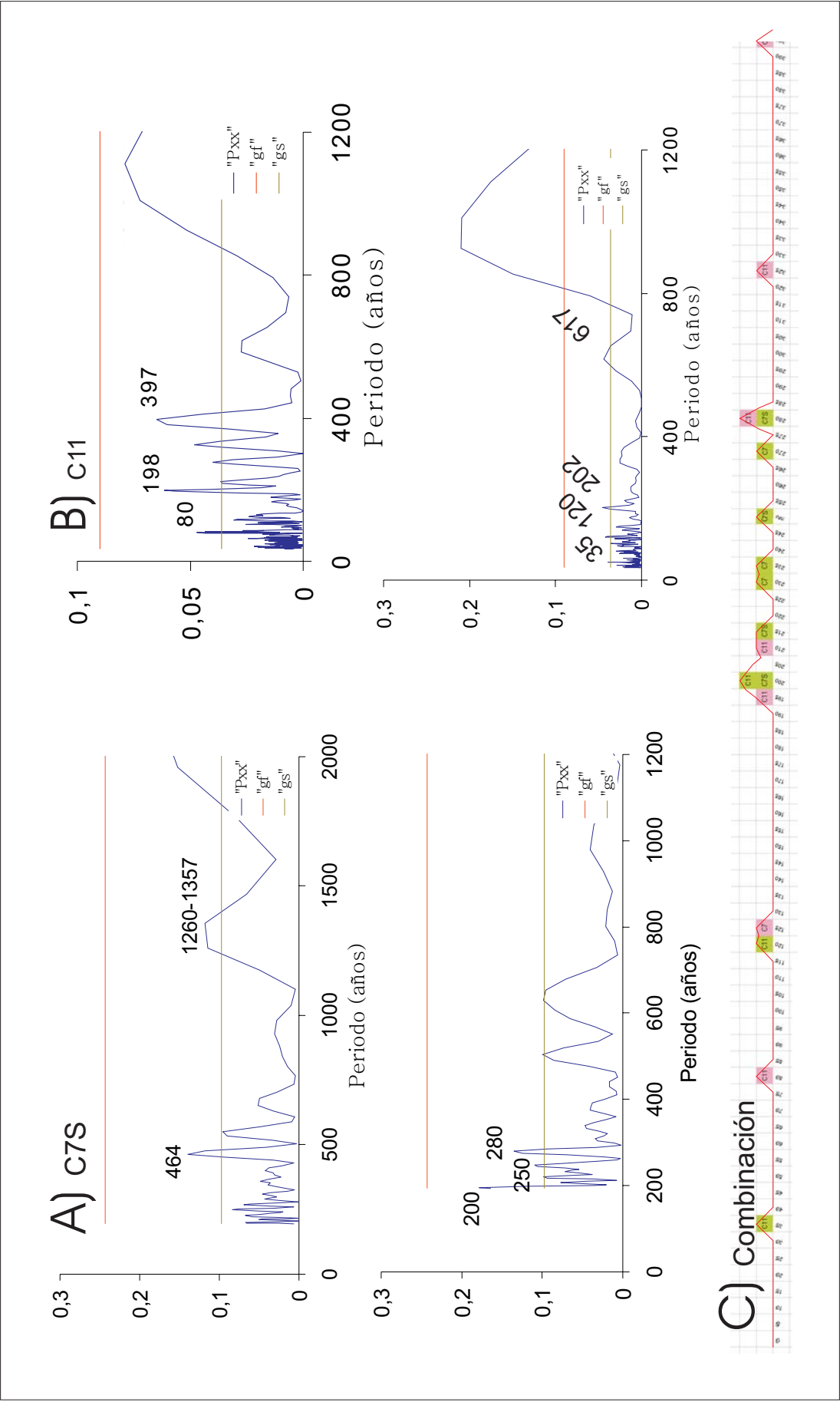


Figura 5.46. – Intensidad de las periodicidades encontradas en los registros isotópicos de oxígeno (arriba) y carbono (abajo) de las estalagmitas C7S y C11. A) Los registros de C7S están formados por 46 datos que abarcan 4300 años con una densidad de un dato cada 30–130 años. B) Los registros de C11 están formados por 158 datos que abarcan 2800 años con una densidad de un dato cada 15 ó 20 años. C) Combinación de las periodicidades de distintas estalagmitas usando clases de 5 años. El color verde representa los periodos obtenidos a partir de los registros de carbono y el color rosa los de oxígeno.

Por el contrario, durante el periodo representado en la figura 5.48-B se pueden reconocer algunas épocas de varios milenios de duración en las que no ha sido posible encontrar ningún reflejo de ciclicidad, por ejemplo, los periodos comprendidos entre ~136 y 133 ka BP y entre ~131 y 121 ka BP, es decir, posiblemente los periodos de mayor cambio de temperatura dentro del Eemiense. Estos cambios de temperatura tan importantes podrían haber enmascarado otros cambios cíclicos de menor importancia. Durante este interglaciar sólo se han encontrado indicios de secuencias cíclicas durante el Óptimo Eemiense (~133-131 ka BP) y poco después de la Terminación II (~138-136 ka BP). En ambos casos estos ciclos presentan periodos de 9-15 años, que pueden corresponder a la Oscilación del Atlántico Norte o a variaciones de la actividad solar (Hurrell, 1995).

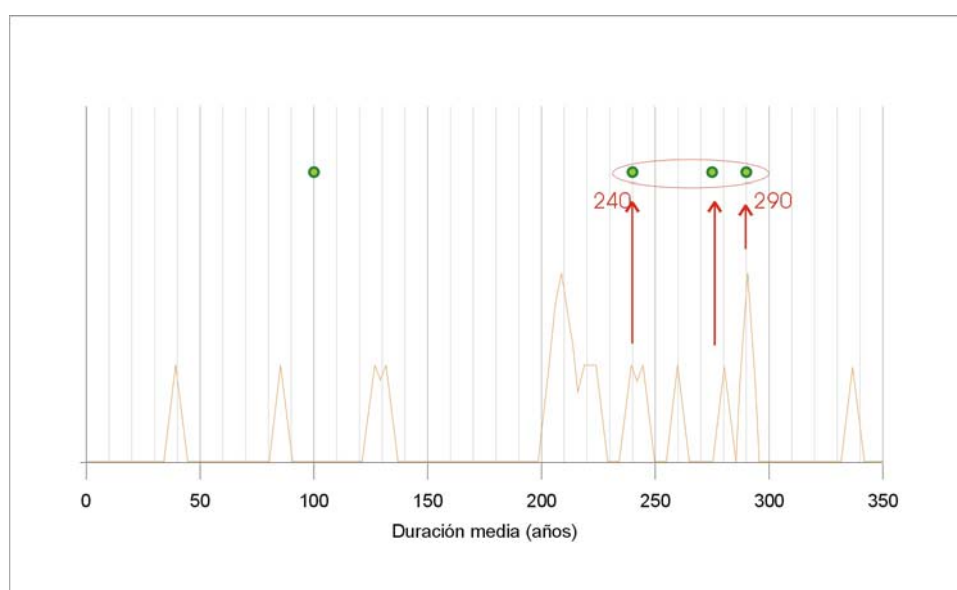


Figura 5.47. Comparación de las periodicidades obtenidas mediante la combinación de los resultados del análisis espectral de las series isotópicas (línea naranja) con las duraciones medias de las secuencias microestratigráficas.

De la misma manera, las secuencias periódicas son en general más comunes durante el Holoceno que durante el intervalo de estudio del Pleistoceno, pero en ambas épocas se sitúan mayoritariamente entre ~210 y 290 años. Estos mismos ciclos también se han podido reconocer en los registros isotópicos. El primero de estos ciclos (~210-280 años) coincide con los descritos por otros autores en distintas partes del mundo, como por ejemplo, ~282 años (Willard *et al.*, 2005), ~273 años (Ojala y Alenius, 2005), ~278 años (Cortese *et al.*, 2005) y ~220 años (Frisia *et al.*, 2003).

En cuanto a los dobletes, su duración media varía entre 1 y 30 años aproximadamente, dependiendo de la época y la estalagmita. Durante los últimos 6000 años la periodicidad dominante de los dobletes ha variado entre 1 y 2 años, en algunas ocasiones 3. Todos ellos probablemente corresponden a

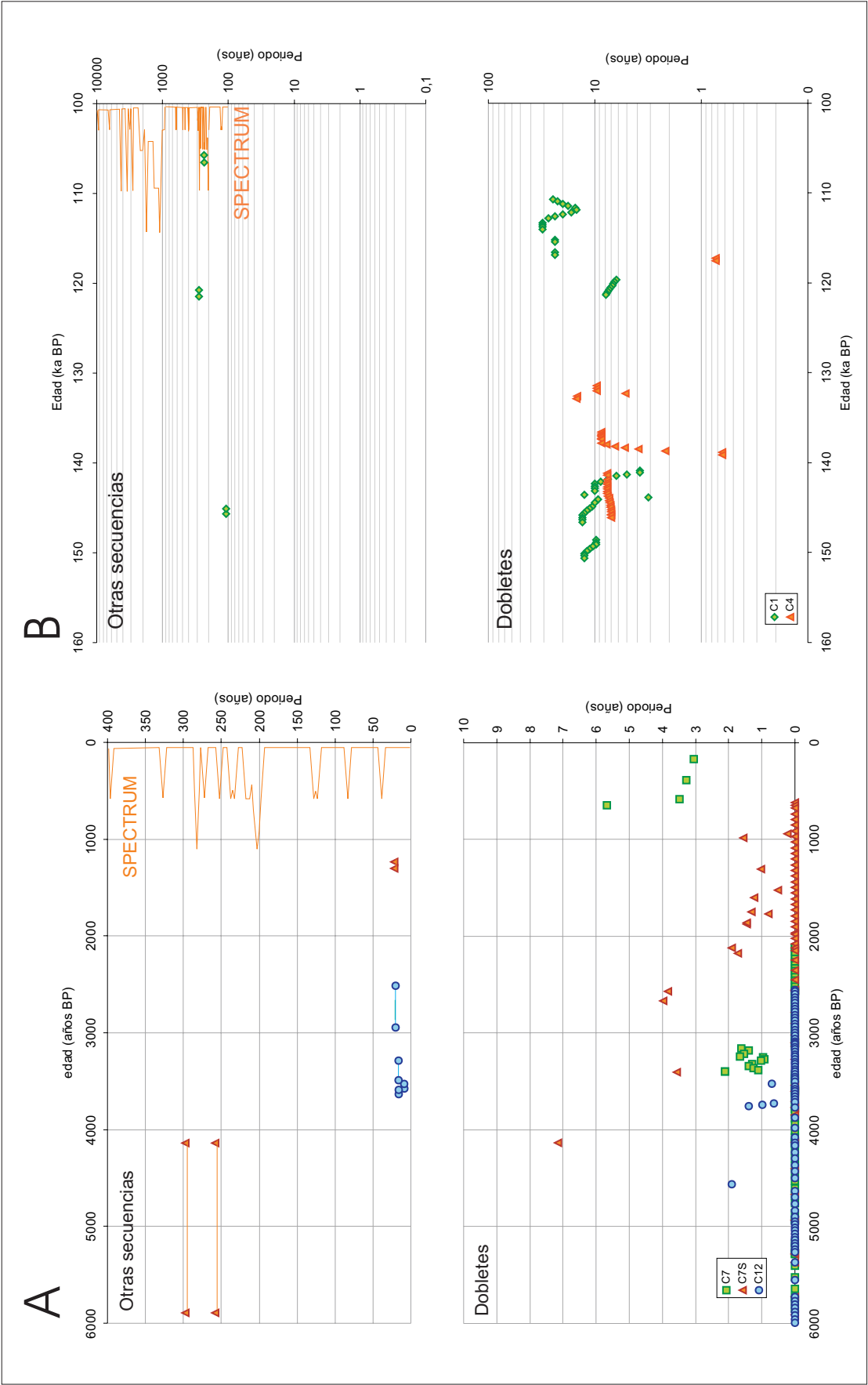


Figura 5.48. Resumen de todas las ciclicidades encontradas en las estalagmitas holocenas (A) y pleistocenas (B) mediante el estudio de las secuencias microestratigráficas, la medición de dobletes y el análisis espectral de las series isotópicas (línea naranja). Obsérvese la diferencia de escalas.

variaciones anuales si tenemos en cuenta los errores de las dataciones. Por el contrario, el periodo de los dobletes pleistocenos es mayor y varía entre ~6 y 15 años, reflejando probablemente el ciclo de 7-8 años de la NAO y el ciclo de actividad solar de 11 años combinado. En modelos recientes, se ha sugerido que la variación de la actividad solar cuyo ciclo es de 11 años podría estar relacionada con un movimiento hacia el sur de las borrascas del Atlántico Norte de casi 70 km y una disminución del número de borrascas de 3-4% en los periodos de mínima actividad solar, debido al menor gradiente de energía existente entre el Ecuador y el Polo Norte en esta zona (Baker *et al.*, 1999b). Es decir, de acuerdo con esta teoría, los dobletes cuyo periodo corresponde con el ciclo de actividad solar pueden estar causados en esta zona por un año anormalmente seco tras 10 de humedad normal. A su vez, esta ciclicidad de 11 años también se ha relacionado con la cubierta de nubes, de manera que una mayor cubierta permite un menor periodo de actividad anual en el suelo y puede afectar a los registros isotópicos de carbono de las estalagmitas (Frisia *et al.*, 2003).

En cuanto a los dobletes de periodicidad anual, son mucho más comunes en el Holoceno lo que podría indicar una mayor estacionalidad del clima. Durante el Pleistoceno, sólo la estalagmita C4 presenta algunos ejemplos de periodicidad anual en dos momentos muy concretos, alrededor de 139 y 117,5 ka BP.

Además de estos ciclos, en el registro isotópico se han reconocido también periodicidades de 1000, 1200, 1400, 1800, 2200, 3500 y 4200 años.

5.7.4. Conclusiones sobre la ciclicidad de los registros

En las estalagmitas estudiadas de la Cueva del Cobre ha sido posible encontrar indicios de comportamiento cíclico del clima por tres **métodos** distintos: el estudio de las secuencias microestratigráficas, la medición del espesor de los dobletes y el análisis espectral de las series isotópicas. Las periodicidades obtenidas por estos tres métodos coinciden, lo que apoya la hipótesis de que se trate de periodicidades reales.

Las periodicidades obtenidas por el método microestratigráfico presentan la ventaja de que es posible situar su presencia en un eje temporal, lo que permite comprobar cómo cambian los ciclos dominantes a lo largo del tiempo.

Las **secuencias microestratigráficas** periódicas son algo más comunes en el Holoceno que durante el Pleistoceno, pero en ambas épocas su duración media se sitúa mayoritariamente entre ~210 y 280 años. Esta duración media coincide con los picos de máxima intensidad en el análisis espectral de las series isotópicas.

Por último, en cuanto a los **dobletes**, presentan duraciones medias entre 1 y 30 años, dependiendo de la época y la estalagmita. Durante los últimos 6000 años la periodicidad dominante reflejada en los dobletes ha variado entre 1 y 2 años, en algunas ocasiones 3, es decir causada probablemente por la estacionalidad anual. Por el contrario, el periodo dominante de los dobletes pleistocenos es mayor y varía entre ~6 y 15 años, reflejando probablemente el ciclo de 7-8 años de la NAO y/o el ciclo de actividad solar de 11 años combinado. Los

dobletes de periodicidad anual, son mucho más comunes en el Holoceno, lo que podría indicar una mayor estacionalidad del clima. Durante el Pleistoceno son muy raros, y sólo aparecen en dos momentos concretos (~139 y 117,5 ka BP).

Además de los anteriores, el **análisis espectral** de las series isotópicas ha permitido reconocer ciclicidades de 1000, 1200, 1400, 1800, 2200, 3500 y 4200 años.

CAPÍTULO VI. DISCUSIÓN SOBRE EL CLIMA DEL CUATERNARIO

6.1. El clima durante el Holoceno

6.2. El clima durante el MIS-5

6.3. Comparación del clima durante el Holoceno y el Eemiense

Temperatura y precipitaciones

Estacionalidad

Estabilidad climática

6.4. Conclusiones sobre el clima del Cuaternario

El clima durante el Holoceno

El clima durante el MIS-5

Comparación Eemiense-Holoceno

VI. DISCUSIÓN SOBRE EL CLIMA DEL CUATERNARIO.

A lo largo de esta investigación se han obtenido diversas series de indicadores paleoclimáticos que ahora es posible integrar para reconstruir una semblanza del clima pasado. Así, por ejemplo, la tasa media de crecimiento de los espeleotemas (figuras 6.1 y 6.3 – columna A) está probablemente relacionada con el exceso de agua (Precipitaciones–Evapotranspiración) en la zona de drenaje y la evapotranspiración está a su vez determinada por la temperatura y la actividad biológica del suelo.

Las variaciones en el tamaño y aspecto de las inclusiones fluidas de la calcita (figuras 6.1 y 6.3 – B) de estalagmitas contemporáneas aportan información sobre el comportamiento de los diferentes goteos y, en última instancia, pueden señalar cambios importantes en el régimen hídrico de esta parte de la cueva, posiblemente influidos por circunstancias exteriores.

Los registros isotópicos de oxígeno permiten obtener una estimación de las variaciones relativas de las paleotemperaturas (columna C) mientras que el tratamiento de estos datos ha permitido obtener una estimación de las temperaturas posibles y más probables de las épocas estudiadas (columna D).

A continuación trataremos de integrar todos estos datos paleoclimáticos correspondientes al Holoceno (figuras 6.1 y 6.2) y al periodo estudiado del Pleistoceno (figuras 6.3 y 6.4) para por fin poder comparar las características generales de los dos periodos interglaciares: Holoceno y Eemense (figura 6.5).

6.1. El clima durante el Holoceno.

La figura 6.1 presenta los registros paleoclimáticos holocenos obtenidos y la figura 6.2 el resumen de los principales cambios climáticos reconocidos durante los últimos 6000 años.

Durante el último Máximo Glacial el Valle del Sel de la Fuente, situado sobre la cueva, estuvo cubierto por hielo (capítulo 3). La formación de la estalagmita C10 alrededor de 9–8 ka BP, muy enriquecida en ^{16}O , indica que, aunque la temperatura era más baja que los 5,5°C actuales, la media anual ya estaba por encima de 0°C lo que permitía que hubiera infiltración y goteo en la cueva. Por otro lado, algunos autores estiman que son necesarios de 3 a 5 milenios para que un suelo del que se han retirado los hielos perpetuos alcance el grado de actividad biológica necesaria para permitir el crecimiento de estalagmitas relativamente bien formadas (Winograd, 2002). Esta estimación situaría la edad mínima de retirada de los hielos en esta zona alrededor de ~14–12 ka BP.

Después del crecimiento de C10, durante algunos milenios no tenemos constancia de la formación de ninguna estalagmita, aunque por supuesto, es muy probable que las hubiera. Sin embargo, sí podemos afirmar que hacia el final del Óptimo Holoceno, en un momento dado alrededor de **~6200 años BP**, en uno de los niveles más bajos de la cueva comienza a acumularse calcita para formar la estalagmita C12. Casi contemporáneamente (como muy tarde, 300 años después), en otro nivel situado en una zona un poco apartada de la anterior, dos goteos muy cercanos (~7 cm de distancia entre sí) comienzan también a precipitar calcita para formar dos estalagmitas hermanas, C7 y C7S.

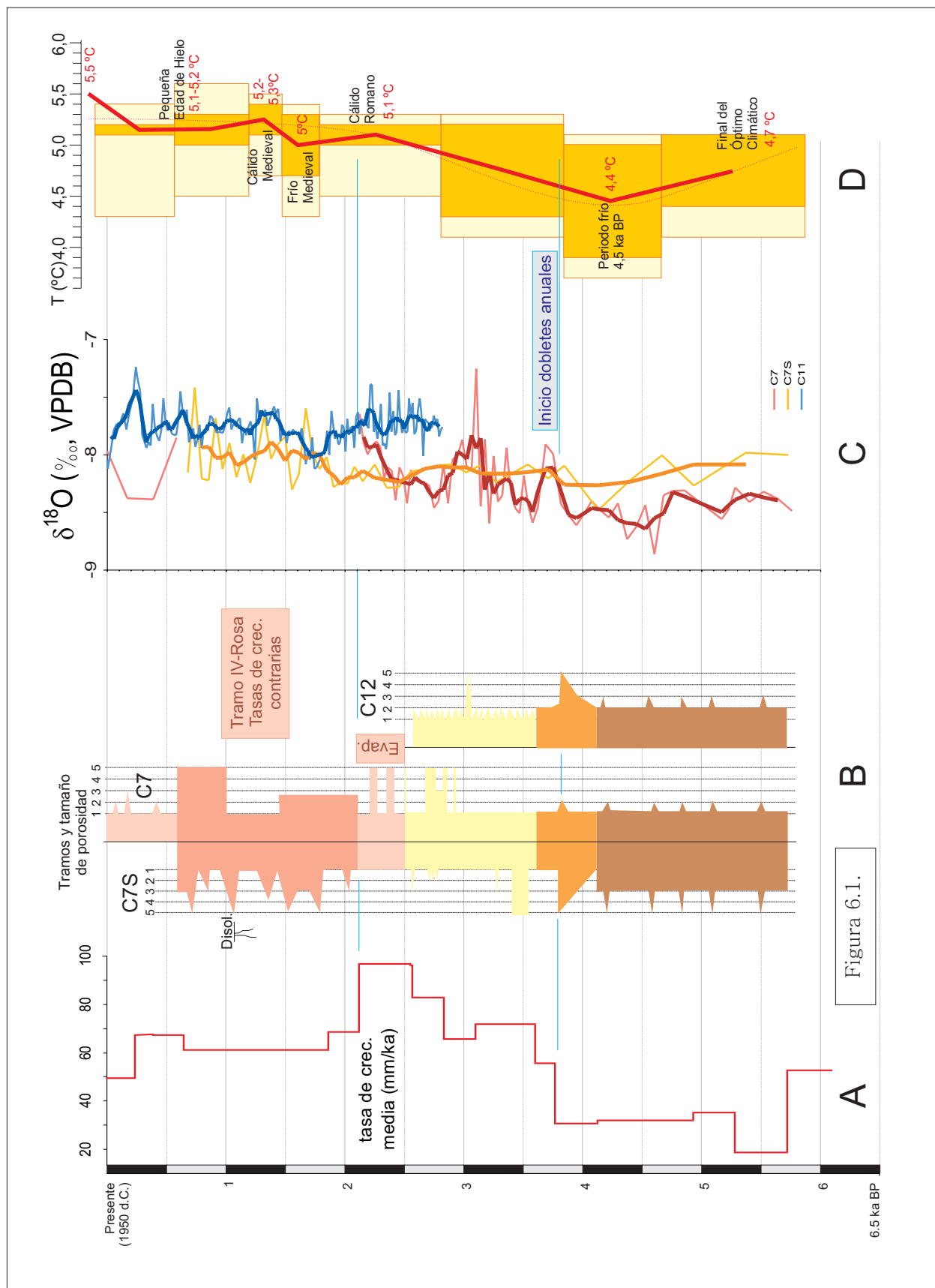


Figura 6.1.

Figura 6.1.

Resumen de los registros paleoclimáticos holocenos descritos en apartados anteriores de esta memoria. Las líneas azules horizontales correlacionan cambios aproximadamente sincrónicos en más de un indicador.

Columna A – Tasa media de crecimiento, en mm/ka.

Columna B – Tramos verticales de las estalagmitas definidos en función de su aspecto microscópico y tamaño de las inclusiones fluidas presentes en la calcita.

- (1) Calcita sin inclusiones
- (2) Calcita con inclusiones muy pequeñas que le confieren pseudopleocroísmo marrón
- (3) Calcita “nebulosa”
- (4) Calcita con inclusiones agrandadas y
- (5) Calcita oquerosa.

Columna C – Registro isotópico de oxígeno de las estalagmitas.

Columna D – Temperatura estimada a partir de los registros isotópicos de oxígeno. Los rectángulos amarillos corresponden al rango de temperaturas posibles obtenido a partir de todos los valores de un intervalo de tiempo y el rectángulo naranja al rango de Temperatura Más Probable obtenido a a partir del valor medio de ese mismo intervalo temporal.

Debido al proceso de extracción y al tamaño de las muestras, a las estalagmitas C7 y C7S les faltan unos pocos milímetros de las bases, por lo que es muy posible que la edad real de inicio de formación de estas dos estalagmitas sea aún más parecida a la de C12. Esta coincidencia puede no ser casual. El clima durante el Óptimo Holoceno inmediatamente anterior fue en general cálido y más húmedo que el actual en Europa (Huntley y Prentice, 1993), en la región mediterránea (Harrison y Digerfeldt, 1993) y en concreto en el Levante español (Terral y Mengual, 1999). Diversos autores han comprobado una alteración del régimen hídrico en distintas partes del mundo alrededor de ~6 ka BP, por ejemplo en el oeste de Estados Unidos (Dorale *et al.*, 1992), en Suecia (Harrison y Digerfeldt, 1993), en Omán, algunas regiones de África y Tasmania (McDermott, 2004) y en los alrededores del Mar Muerto (Frumkin *et al.*, 1991). Estas alteraciones no presentan el mismo signo en cada lugar, sino que corresponden a aridificaciones drásticas del clima en los primeros casos y a un espectacular aumento de las precipitaciones en el Mediterráneo Oriental en el último, que se ha interpretado como un cambio en el comportamiento de las masas de aire y que podría corresponder a una reorganización global. Más cercanamente, un estudio de diversas turberas de Galicia permitió definir un mínimo de humedad entre precisamente ~6000 y 3400 años BP, que coincidiría con las bajas tasas de crecimiento observadas en las estalagmitas de la Cueva del Cobre en esta época, y cuyo inicio podría estar relacionado con el comienzo de actividad en estos tres goteos.

La tasa media de crecimiento de las tres estalagmitas presenta una tendencia relativamente constante a aumentar hasta el Periodo Cálido Romano. Este periodo es posiblemente el más húmedo en la zona durante los últimos 6000 años, como se deduce de las altas tasas de crecimiento de los espeleotemas y, junto con una temperatura bastante estable y relativamente alta (figura 6.1-C y D) probablemente permitió que “una ardilla pudiera cruzar la Península saltando de árbol en árbol sin tocar el suelo”. A partir de esta época (Cálido Romano), las estalagmitas estudiadas permiten deducir características climáticas de humedad, temperatura y estabilidad climática (similitud de un año con el siguiente) muy parecidas ya a las actuales.

Volviendo al principio, la formación de las estalagmitas C7, C7S y C12 comenzó lentamente hacia el final del Óptimo Holoceno, y se mantuvo relativamente estable durante 1500 años, suavemente modulada por ciclos de ~130, 190 y 280 años de duración (posiblemente relacionados con la actividad solar y con la Oscilación del Atlántico Norte), que hacían variar las condiciones de cada goteo entre dos estados que podríamos considerar “de equilibrio” formando así, gota a gota, secuencias microestratigráficas de dos miembros mientras la temperatura descendía poco a poco dentro de la cueva. La ausencia de ciclos anuales podría representar además una estacionalidad poco marcada, similar a la descrita en Mallorca para este mismo periodo (Yll *et al.*, 1997) y en el Sistema Central por Ruiz del Castillo (1993). La Temperatura Media Más Probable estimada sólo sufrió un descenso de 0,3°C desde ~6000 hasta **4500 años BP**, una diferencia sensiblemente menor que los 2°C de media estimados por Fábregas Valcarce *et al.* (2003) para la costa de Galicia. Las temperaturas mínimas del periodo comprendido entre ~4700 y 3800 años BP sí pudieron alcanzar los 3,8°C, esto es entre 1,5 y 2°C menos que en la actualidad. Un

deterioro de temperatura similar culminante alrededor de $\sim 4,5$ ka BP se encuentra documentado en espeleotemas de otros lugares del mundo (Roberts, 1998; McDermott, 2004) y como ya comentamos anteriormente, en sondeos de hielo (capítulo 5.5). La temperatura parece remontar a partir de esta época debido, según Roberts (1998) a un nuevo cambio en las rutas de las masas de aire.

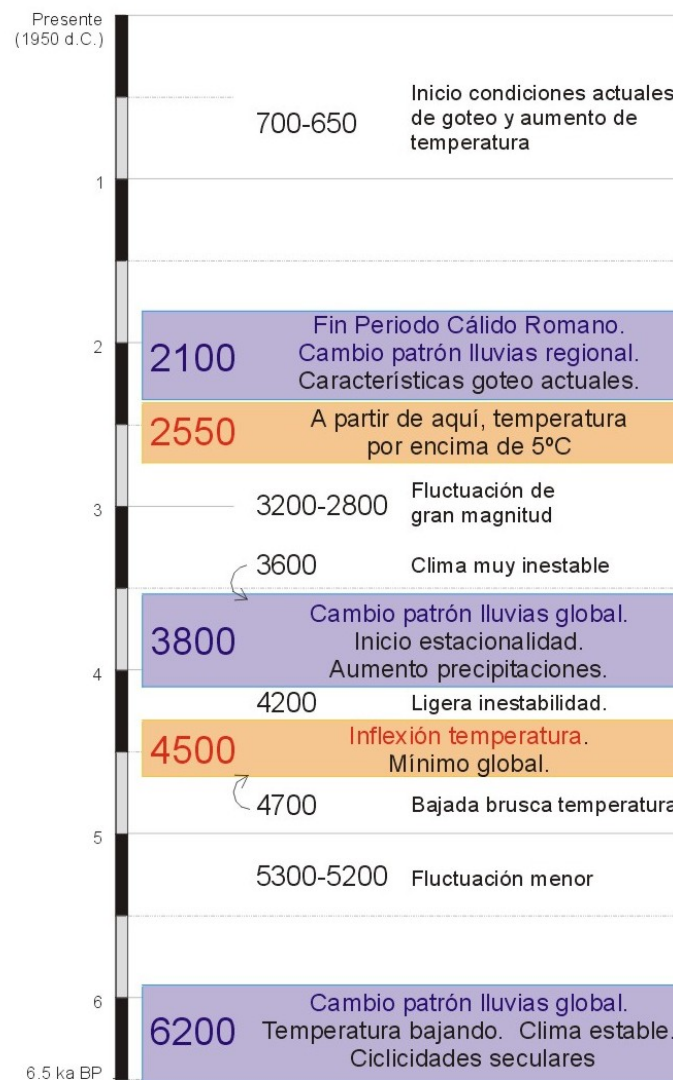


Figura 6.2. Resumen de los principales cambios climáticos ocurridos durante los últimos 6500 años en los alrededores de la Cueva del Cobre junto con información bibliográfica de otras zonas. Los rectángulos rojos y azules señalan cambios de primera magnitud de temperatura y precipitaciones respectivamente.

Dentro de la relativa estabilidad del clima de estos 1500 años (entre ~ 6 y $4,5$ ka BP) y de las tendencias existentes a largo plazo, el descenso de temperatura no fue lineal sino que presentó dos deterioros principales: uno alrededor de

~5300–5200 años BP acompañado de un ligero aumento de humedad (deducido por un aumento de la tasa media de crecimiento), que se recuperó en muy pocos siglos, y el más importante, un descenso brusco de temperatura a partir de ~4700 años BP. El deterioro de temperatura de ~5300 años BP coincide con el enterramiento del “Hombre de Hielo” en los Alpes (Baroni y Orombelli, 1996) que no se descongeló hasta hace poco más de una década, y con otros deterioros similares en diversas partes del mundo (Frisia *et al.*, 1997; Roberts, 1998), mientras que el ligero aumento de humedad que lo acompaña en la Cueva del Cobre podría estar relacionado con el comienzo de drásticas sequías en África descrito por Roberts, (1998) para la misma época.

La primera alteración duradera de esta rutina secular en los goteos estudiados se produce alrededor de ~4200 años BP, cuando la temperatura comienza a recuperarse lentamente y las condiciones de los tres goteos se vuelven algo más inestables y precipitan nuevos tipos de calcita (Tramo II). El mayor indicio de cambio se encuentra alrededor de ~3800 años BP. Un aumento considerable de la tasa media de crecimiento va acompañado por la precipitación de láminas de calcita con inclusiones fluidas mayores que cualquiera de las anteriores y un aumento de temperatura entre ~3900 y 3800 años BP. Jalut *et al.* (1997) han comprobado la instalación de un nuevo patrón de lluvias en Mallorca entre 4500 y 4200 años BP que trae acompañado la sequía estival en el Levante español, desconocida en los milenios anteriores. En la Cueva del Cobre, los tres parámetros indicativos de las características del goteo (esto es, tasa media de crecimiento, tamaño de las inclusiones fluidas y secuencias microestratigráficas cíclicas) sufren un cambio en esta época y, además, de la misma manera que en Mallorca, los ciclos climáticos de corta duración (~1–3 años) comienzan a ser dominantes, o al menos, enmascaran totalmente los otros de duración secular. Por lo tanto, podemos deducir que, al igual que en el Levante español, la marcada estacionalidad de la zona que se mantiene en la actualidad se estableció alrededor de ~3800 años BP (coincidiendo con la presencia de dobletes anuales), posiblemente debido a una reorganización regional de masas de aire que trajo consigo mayor humedad en sentido general y mayor inestabilidad en las condiciones de goteo, puesto que a partir de este momento y hasta la actualidad, las estalagmitas están formadas por finas laminaciones de calcita de textura muy variable. En Galicia el aumento de humedad registrado en ~3400 años BP (algo más tardíamente que en la Cueva del Cobre) también se ha mantenido hasta la actualidad (Fábregas Valcarce *et al.*, 2003).

Estos primeros indicios de inestabilidad de los goteos dan paso a una mayor variabilidad de las laminaciones de los registros microestratigráficos hacia 3600 años BP (fin del Tramo II –de transición–, e inicio del Tramo III, cuya característica principal es su marcada variabilidad). Esta inestabilidad en los goteos (las condiciones de goteo de cada año son distintas a las del anterior) viene acompañada de un descenso brusco de las temperaturas, coincidiendo aproximadamente con el inicio de la Edad de Bronce en España y con un enfriamiento brusco definido en Galicia (Fábregas Valcarce *et al.*, 2003).

Durante aproximadamente 1000 años, entre ~3600 y 2550 años BP, las tres estalagmitas estudiadas registran el paulatino cambio climático que se está produciendo en el exterior. La temperatura (figura 6.1–C y D) y la humedad

(figura 6.1-A) no paran de aumentar y seguirán haciéndolo hasta el Periodo Cálido Romano, con modulaciones cíclicas estacionales (dobletes anuales) y de 2-3 años (apartado 5.7). Esta tendencia se ve interrumpida por una alteración de menor magnitud. Se sitúa entre **~3200 y 2800 años BP** y consiste en un drástico aumento y descenso de temperatura coincidiendo con una ligera aridificación del clima (deducida por un descenso de la tasa media de crecimiento) y con la desaparición de las láminas cíclicas. El mismo calentamiento de incluso varios grados de magnitud en la costa, se ha registrado en turberas de Galicia (Fábregas Valcarce *et al.*, 2003) y la bajada de temperaturas posterior en ~2800 años BP en el Levante español (Terral y Mengual, 1999) y en el Sistema Central (Ruiz del Castillo, 1993). Sin embargo, la tendencia general se recupera en pocos siglos. La tasa media de crecimiento aumenta de nuevo hacia ~2800 años BP, coincidiendo posiblemente con la transición entre los periodos Subboreal y Subatlántico, definida por Terral y Mengual (1999) en el Levante español por una gran actividad torrencial motivada por un espectacular aumento de las precipitaciones.

Hacia **2550 años BP**, lo que podríamos considerar el inicio del Periodo Cálido Romano en esta zona, tiene lugar un cambio en las condiciones de formación de las tres estalagmitas, que no tiene un reflejo claro en la temperatura del interior de la cueva, pero que modifica los mecanismos de formación generando las condiciones de crecimiento (o no crecimiento) actuales. Mientras la estalagmita C12 cesa por completo su crecimiento, C7S aumenta la tasa espectacularmente alcanzando sus valores máximos. Las estalagmitas C7 y C7S se unen como siamesas. Las láminas laterales de C7 son extraordinariamente finas pero cubren por completo la estalagmita y también a C7S, de menor altura. Esto parece indicar una gran humedad unida a una gran inestabilidad de los goteos. La Temperatura Media Más Probable durante el Cálido Romano pudo ser bastante estable en el interior de la cueva, sólo unos ~0,4°C por debajo de la temperatura actual, y posiblemente con poca estacionalidad ya que los dobletes anuales desaparecen de los registros en esta época.

Alrededor de **~2100 años BP**, la tasa media de crecimiento cae drásticamente a la vez que las tasas de crecimiento de las estalagmitas siamesas se vuelven complementarias. Tras unos 400 años con evaporación intermitente en el ápice de C7, quizá por inicio de lo que estaba por venir, esta estalagmita queda estancada durante más de 1000 años, manteniendo un goteo activo que precipita finas láminas de calcita del tipo *coconut meat* que continúan lateralmente sobre la estalagmita C7S, donde adquieren un espesor mucho mayor y presentan algunos signos de disolución. En fecha similar, hace 2000 años aproximadamente, se ha descrito un cambio en el régimen hídrico de una cueva belga, donde las estalagmitas dejaron de crecer (Verheyden *et al.*, 2000). En el caso de la Cueva del Cobre estos datos son indicativos de un clima muy similar al actual, con menor tasa media de crecimiento, y por tanto, posiblemente menos humedad que durante el Periodo Cálido Romano anterior, y condiciones de saturación del agua de goteo variables que en ocasiones quedan reflejadas en ciclos anuales y bianuales o en gruesas láminas en C7S que parecen eventos más aislados.

La Temperatura Media Más Probable experimenta una ligera bajada ($\sim 0,1^{\circ}\text{C}$ de media, pero temperaturas posibles hasta $0,5\text{--}0,6^{\circ}\text{C}$ más bajas) que podría corresponder al Periodo Frío Medieval. Esta época presenta una tasa media de crecimiento menor que durante el Periodo Cálido Romano (menos humedad) pero sobre todo, mucho más variable como parece deducirse de las tasas de crecimiento y los diferentes indicios de nucleación y disolución de las estalagmitas siamesas.

Un ligero aumento de la Temperatura Media Más Probable posterior podría corresponder al Periodo Cálido Medieval, cuya duración es difícilmente cuantificable con el método de estimación de temperaturas que hemos utilizado, pero que podemos asumir que duró hasta el nuevo cambio del comportamiento hídrico de esta zona de la cueva cuya edad ($\sim 700\text{--}650$ años BP) coincide con la del inicio de la Pequeña Edad de Hielo en Europa propuesta por otros autores (Pfister *et al*, 1998). La Temperatura Media Más Probable durante este Cálido Medieval pudo ser incluso algo mayor que durante el Periodo Cálido Romano pero mucho más variable según indican las laminaciones, disoluciones y tasas de crecimiento de las estalagmitas, y como por otra parte ha quedado registrado en los anales históricos europeos (Pfister *et al*, 1998).

Durante la Pequeña Edad de Hielo la estalagmita C7S cesó de crecer totalmente a la vez (exactamente según el conteo de láminas) que C7 salía de su estancamiento para crecer con una tasa de $\sim 50\text{--}70$ mm/ka. Las láminas de crecimiento de C7 ya no se continuaban por encima de C7S pero sí cubrían toda la estalagmita lateralmente, lo que indica una tasa de goteo relativamente rápida.

Desde el final de la Pequeña Edad de Hielo la estimación de la Temperatura Media Más Probable en esta zona de la cueva ha aumentado entre $\sim 0,2$ y $0,3^{\circ}\text{C}$ hasta alcanzar la temperatura actual, posiblemente la máxima temperatura de los últimos 6000 años.

6.2. El clima durante el MIS-5

La figura 6.3 presenta los registros paleoclimáticos pleistocenos obtenidos y la figura 6.4 el resumen de los principales cambios climáticos reconocidos en esa época.

Tres de las estalagmitas estudiadas (C1, C4 y C8) comenzaron a crecer alrededor de $150\text{--}140$ ka BP. Este dato sólo nos indica que en tres momentos relativamente cercanos en el tiempo, tres goteos de la Cueva del Cobre comenzaron a precipitar calcita donde antes no lo hacían. Es difícil saber qué ocurría antes y por qué el crecimiento se inició en ese momento. Es posible que, al igual que durante el Último Máximo Glacial, la Sierra de Peña Labra tuviera al menos una cubierta parcial de hielo durante la glaciación Saaliense (Hernández Pacheco, 1944; Díaz Martínez, 1989). De ser así, la edad de retirada de los hielos de la zona de drenaje de esta parte de la cueva (1800 m s.n.m.) debería situarse entre $\sim 157\text{--}152$ ka BP teniendo en cuenta los $3\text{--}5$ ka necesarios, según Winograd (2002), para que comience el crecimiento de espeleotemas bien formados después de la cubierta de hielo.

Por otro lado, el calentamiento debió de ser bastante rápido ya que las primeras Temperaturas Medias Más probables deducidas en este registro ya eran similares a las actuales, por encima de 5°C. Esto implica un incremento de la temperatura del aire de la cueva desde el frío correspondiente a la posible cubierta de hielo en ~157–152 ka BP hasta ~5°C alrededor de **150 ka BP**, cuando comienza el registro. Un calentamiento de esta magnitud parece posible ya que la Terminación II *s.l.*, es decir, el paso de las condiciones glaciales saalienses equivalentes al MIS-6 a las interglaciales del Eemiense (equivalente aproximadamente al MIS-5e), fue según Lotoskaya y Ganssen (1999) una de las más abrupta y rápidas del Cuaternario. Se han deducido incrementos de la temperatura de los mares antárticos de 4–5°C (Bianchi y Gersonde, 2002), de 12°C en el registro continental antártico de Vostok (Kukla *et al.*, 2002) y de hasta 15°C en la temperatura invernal de los Alpes (Klotz *et al.*, 2003).

En resumen, el comienzo aproximadamente contemporáneo de la precipitación de calcita en tres puntos relativamente distantes de esta zona de la cueva se pudo deber a un cambio ambiental hacia las condiciones que perduraron durante el periodo interglacial. La edad del establecimiento de estas condiciones “de tendencia interglacial” es similar al de otras partes del mundo, aunque quizá algo más temprana. El calentamiento en Devils Hole (Nevada) comienza aproximadamente a la vez, hacia 150 ka BP (Landwehr *et al.*, 1997) y en Vostok alrededor de 145–141 ka BP (Jouzel *et al.*, 1993). El crecimiento de espeleotemas se inicia alrededor de 140–135 ka BP (incluso hay alguna datación por espectrometría alfa de 145 ka BP) en Noruega (McDermott, 2004; Kukla *et al.*, 2002) y en 142 ka BP en Tasmania (McDermott, 2004). En latitudes altas del Hemisferio Sur se ha registrado un máximo de desaparición de hielo en ~145 ka BP (Bianchi y Gersonde, 2002). En Inglaterra se conservan los huesos de un hipopótamo (obviamente indicando un clima similar al tropical actual) fosilizados en una colada que comenzó a formarse en 135±8 ka BP (Kukla *et al.*, 2002). En los Alpes, las Islas Británicas y el norte de Europa se habían retirado los mantos de hielo y se habían desarrollado suelos biológicamente activos ya en ~145–133 ka BP (Winograd, 2002).

Las dataciones de este tránsito en distintas partes del mundo no son aún muy numerosas debido a que un gran porcentaje de las series paleoclimáticas publicadas se basa directa o indirectamente (mediante la correlación con el registro SPECMAP) en la insolación de verano según la Teoría de Milankovitch (Karner y Muller, 2000) o en las variaciones del nivel del mar, que podrían estar retrasadas respecto al calentamiento de los continentes. Sin embargo, al estudiar muchos indicadores diferentes, Kukla *et al.*, (2002) pudieron comprobar que estos cambios ambientales no son sincrónicos y que, en general, en los pasos de clima globalmente interglacial a glacial, los cambios avanzan gradualmente desde latitudes altas del Atlántico y Oeste de Europa a las latitudes medias, mientras que los océanos tropicales y de latitudes medias permanecen cálidos. Por lo tanto, es lógico pensar que en cambios contrarios, como el tránsito Saaliense–Eemiense, la deglaciación comience por los continentes en latitudes tropicales y medias y avance gradualmente hacia latitudes altas mientras que los océanos, con su enorme inercia térmica, suavicen y retrasen la señal equivalente. Estos dos factores combinados

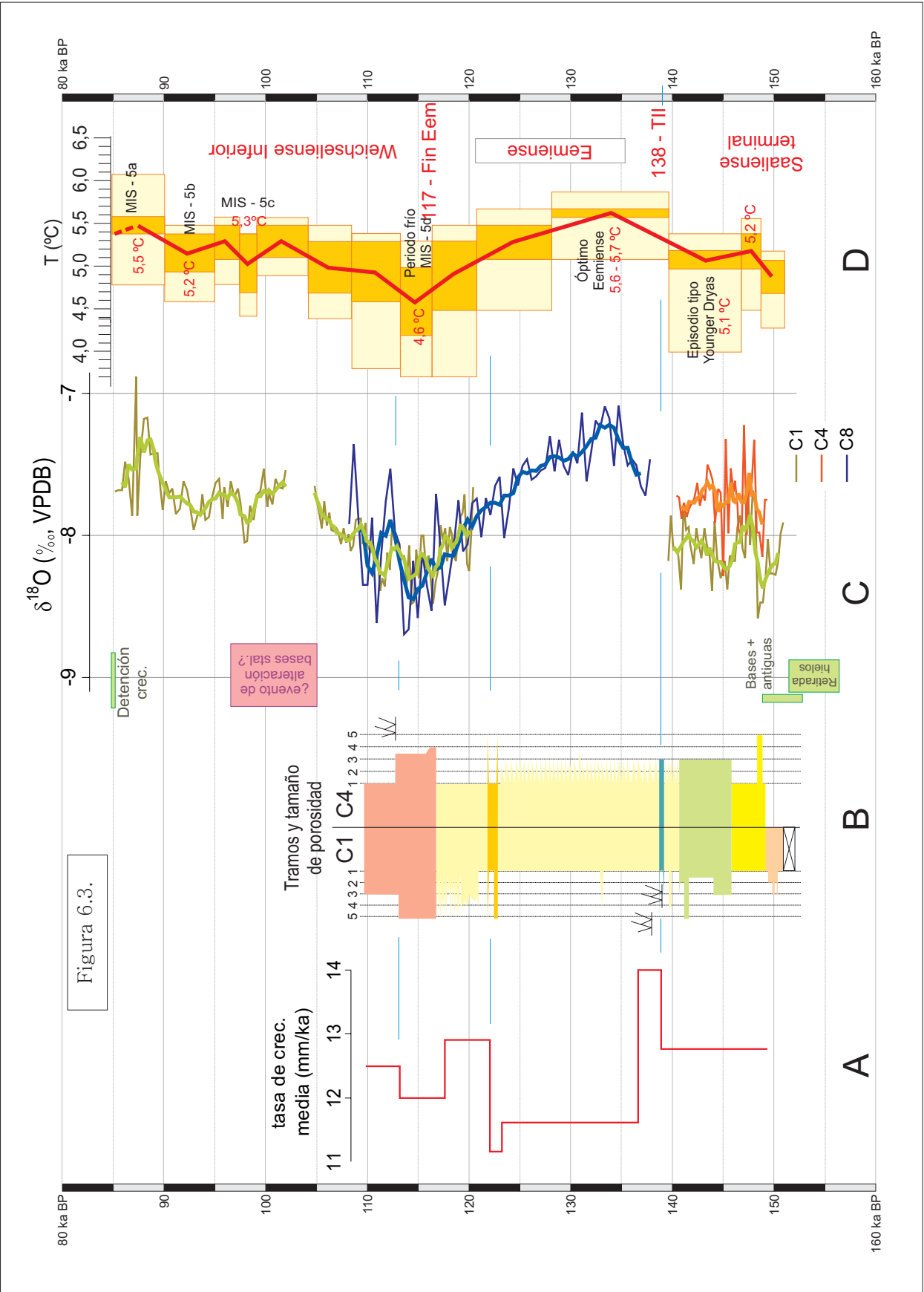


Figura 6.3.

Resumen de los registros paleoclimáticos pleistocenos descritos en apartados anteriores de esta memoria. Las líneas azules horizontales correlacionan cambios aproximadamente sincrónicos en más de un indicador.

Columna A – Tasa media de crecimiento, en mm/ka.

Columna B – Tramos verticales de las estalagmitas definidos en función de su aspecto microscópico y tamaño de las inclusiones fluidas presentes en la calcita.

- (1) Calcita sin inclusiones
- (2) Calcita con inclusiones muy pequeñas que le confieren pseudopleocroísmo marrón
- (3) Calcita “nebulosa”
- (4) Calcita con inclusiones agrandadas y
- (5) Calcita oquerosa.

Columna C – Registro isotópico de oxígeno de las estalagmitas.

Columna D – Temperatura estimada a partir de los registros isotópicos de oxígeno. Los rectángulos amarillos corresponden al rango de temperaturas posibles obtenido a partir de todos los valores de un intervalo de tiempo y el rectángulo naranja al rango de Temperatura Más Probable obtenido a a partir del valor medio de ese mismo intervalo temporal.

(latitud y continentalidad) son una posible explicación al calentamiento presuntamente temprano registrado en la Cueva del Cobre.

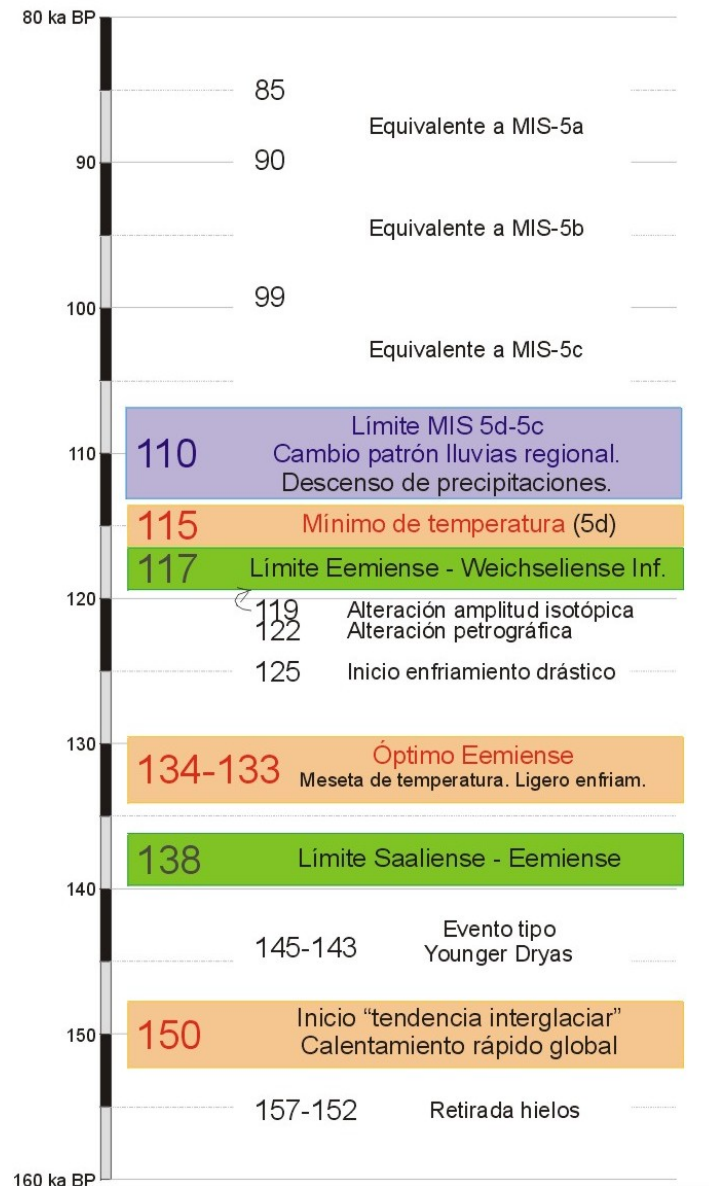


Figura 6.4. Resumen de los principales cambios climáticos ocurridos durante el periodo 160–80 ka BP, correspondiente al MIS-5, en los alrededores de la Cueva del Cobre junto con información bibliográfica de otras zonas. Los rectángulos rojos y azules señalan cambios de primera magnitud de temperatura y precipitaciones respectivamente. Los rectángulos verdes corresponden a cambios ambientales mayores, esto es, el inicio y fin del periodo interglacial.

Estas condiciones “de tendencia interglacial” se mantienen en esta zona de la cueva con algunas variaciones hasta ~110 ka BP pero sería poco exacto identificar todo este periodo con el Eemense. Lo que generalmente se conoce

como intervalos glaciales e interglaciales se refiere a un estado general del clima. Según una definición muy ambigua pero comúnmente aceptada, un intervalo interglacial corresponde a una época en la que las principales características oceánicas y atmosféricas eran similares a las actuales, lo que conllevaba un clima global tanto o más cálido que el presente (Kukla *et al.*, 2002). El Eemiense *sensu lato* entendido de esta manera se sitúa en el registro de la Cueva del Cobre dentro de los 40.000 años comprendidos entre el inicio del crecimiento de las tres estalagmitas y la parada de C4 y C8 en ~110 ka BP. En este intervalo existe un largo periodo situado entre **~138 y 117 ka BP** en el que las condiciones son muy estables y que podría corresponder con el clima estrictamente interglacial en la zona. Durante estos 21.000 años la temperatura alcanza su valor máximo (figura 6.3-C), y la Temperatura Media Más Probable (figura 6.3-D) llega a ser algo más alto que la temperatura real actual para luego disminuir gradualmente, las condiciones de goteo parecen ser muy estables y regulares y la tasa de crecimiento media se mantiene muy constante en valores mínimos. Además, las señales de ciclicidad en torno a ~10 años se concentran justo antes y después de esa época, desapareciendo casi por completo durante el Eemiense, al igual que ocurre en otras partes de Europa (Tzedakis *et al.*, 2003).

La duración del periodo interglacial así definido (~21 ka) es muy similar a la deducida en Devils Hole (~22 ka), en Vostok (~19 ka) y el Atlántico Norte (~25 ka; Lototskaya *et al.*, 1998), sensiblemente mayor que la duración estimada en función de la insolación y las variaciones del nivel del mar (~10-14 ka como máximo; Kukla *et al.*, 2002; Shackleton *et al.*, 2003; Broecker, 1998) pero considerablemente más corta que la definida en función de biozonas de polen que en Europa transgreden ampliamente el límite del MIS-5d (Sánchez Goñi y d'Errico, 2005; Shackleton *et al.*, 2003; Tzedakis *et al.*, 2003; Kukla *et al.*, 2002).

La Temperatura Media Más Probable durante el Eemiense *s.l.* en la zona de estudio fue muy similar a la actual, unas décimas de grado mayor durante el Óptimo Eemiense (entre ~134-133 ka BP) y con una clara tendencia a descender hacia el final del interglaciario hasta alcanzar ~4,7°C en el límite con el Weichseliense Inferior.

Volviendo al comienzo del registro, el aumento de temperatura de ~0,7-0,8°C registrado desde la base de las estalagmitas hasta el Óptimo Eemiense no se produce de manera lineal sino que presenta un ligero escalón alrededor de **~145-143 ka BP** que algunos autores han denominado como evento de tipo Dryas Reciente y que ha quedado registrado en muchos lugares del mundo (Lototskaya *et al.*, 1998; Lototskaya y Ganssen, 1999; Kukla *et al.*, 2002; Bianchi y Gersonde, 2002; Tzedakis *et al.*, 2003) y en las cercanías de la Península Ibérica (Sánchez Goñi *et al.*, 1999; Sánchez Goñi y d'Errico, 2005), por lo que puede corresponder a un evento casi instantáneo de carácter global causado por una alteración de la circulación termohalina (Bianchi y Gersonde, 2002). Este episodio de tipo Dryas Reciente se caracteriza en la zona de la Cueva del Cobre por una ligera disminución de la temperatura media probable y una importante bajada de la temperatura mínima posible hasta ~4°C (~1,5°C menos que en la actualidad).

Desde **~143 ka BP** la temperatura comienza a subir de nuevo y hacia **~141 ka BP** los goteos comienzan a precipitar calcita con menos inclusiones fluidas y con un comportamiento menos cíclico y mucho más estables (cada año es similar al anterior). Este comportamiento se mantiene casi invariable durante casi 20.000 años salvo en un breve periodo situado en torno a **~138 ka BP**, coincidiendo con el inicio del interglaciar, señalado por un incremento súbito del tamaño de las inclusiones fluidas en ambas estalagmitas (C1 y C4), un aumento de la tasa de crecimiento media así como la nucleación de nuevos cristales en C1.

Durante esta relativa calma, la temperatura continúa subiendo hasta el Óptimo Eemiense, alrededor de **~134-133 ka BP**. Durante aproximadamente un par de milenios la Temperatura Media Más Probable se sitúa unas décimas por encima de la actual, lo que quiere decir las temperaturas máximas fueron aún mayores. Sánchez Goñi y d'Errico (2005) encuentran indicios de la existencia de una temperatura muy similar a la actual en la Cuenca del Tajo. Sin embargo, en latitudes más altas, se han estimado diferencias con la temperatura actual mucho mayores, entre más de 5°C en Groenlandia (Larsen *et al.*, 1995) y ~3°C en el sondeo de Vostok (Kukla *et al.*, 2002).

Estas altas temperaturas estaban acompañadas a nivel global por unas precipitaciones mayores que las actuales (Fauquette *et al.*, 1999) aunque el máximo de precipitaciones llegó algo más retrasado respecto al de temperaturas (Klotz *et al.*, 2003). Sin embargo, en la Península Ibérica se ha documentado un mínimo de precipitaciones durante el Óptimo Eemiense, en la Cuenca del Tajo (Sánchez Goñi y d'Errico, 2005) y en las Islas Baleares (Ginés *et al.*, 2002) al igual que se intuye en la Cueva del Cobre por la ligera disminución de la tasa media de crecimiento, ya de por sí baja. El Óptimo Eemiense pudo estar relacionado con el movimiento del Frente Polar lejos de nuestras latitudes (Bianchi y Gersonde, 2002; Sánchez Goñi *et al.*, 1999) y con el reforzamiento del Anticiclón de las Azores debido a la intensa insolación boreal (Moreno *et al.*, 2002). Este cambio en el comportamiento de las masas de aire a escala global podría explicar las bajas tasas de crecimiento eemienses observadas en la Cueva del Cobre respecto a la actualidad, y especialmente durante el intervalo ~137-122 ka BP.

Las temperaturas del Óptimo Eemiense van seguidas en el registro de la Cueva del Cobre por la típica morfología de meseta de los periodos interglaciales correspondiente a un ligero enfriamiento que dura hasta ~125 ka BP (en Vostok hasta 127 ka BP; Kukla *et al.*, 2002), modulado por algunos posibles descensos drásticos de temperatura alrededor de ~130-129 y ~127-126 ka BP (figura 6.3-C). Estos mínimos de temperatura podrían ser comparables a los descritos en otras partes del mundo con una periodicidad de 2-4 ka (Bianchi y Gersonde, 2002; Tzedakis *et al.*, 2003).

En **~125 ka BP** comienza el rápido enfriamiento que culminará en la siguiente glaciación. Durante 10.000 años la Temperatura Media Más Probable en la Cueva del Cobre desciende entre 0,5 y 1°C hasta alcanzar casi 1°C menos que en la actualidad, de manera similar a los océanos antárticos (Bianchi y Gersonde, 2002). Este enfriamiento va acompañado por un ligero cambio en la tasa media de crecimiento hacia ~122 ka BP y la precipitación de una lámina

con grandes inclusiones fluidas en las estalagmitas C1 y C4. La ligera inestabilidad ambiental se acentúa en ~119 ka BP, con un aumento de la amplitud del registro isotópico de C8. Esta inestabilidad culmina en **~117 ka BP**, donde hemos situado el tránsito Eemiense-Weichseliense Inferior. El enfriamiento equivalente en Vostok también dura 10.000 años y representa un descenso de 10°C (Kukla *et al.*, 2002), aunque como es de esperar por la diferencia de latitudes, es algo más tardío (~117-107 ka BP). Enfriamientos similares de edad equivalente han sido descritos en los continentes (Fauquette *et al.*, 1999; Tzedakis *et al.*, 2003) y en los océanos (Lototskaya y Ganssen, 1999; Lototskaya *et al.*, 1998; Bianchi y Gersonde, 2002). Se ha relacionado este descenso de temperatura con la entrada de pulsos de agua fría en el Atlántico Norte y la implantación de vegetación más abierta en Europa (Kukla *et al.*, 2002).

La tasa media de crecimiento continúa muy estable aunque disminuye ligeramente en el comienzo del Weichseliense Inferior coincidiendo con el comienzo de una drástica sequía en Grecia (Tzedakis *et al.*, 2003) y la disminución de las temperaturas en la Cuenca del Tajo hasta menos de la mitad de las actuales (Sánchez Goñi y d'Errico, 2005). El periodo frío equivalente al MIS-5d se caracteriza por temperaturas medias probables entre ~4,6 y 4,9°C, la precipitación de calcita con grandes inclusiones fluidas y la presencia de laminaciones con periodicidades entre ~20 y 30 años. Este estadio se puede dividir en dos fases. Cada una de ellas corresponde a un pequeño ciclo de temperatura (enfriamiento-calentamiento). Están separadas por un cambio petrográfico importante con nucleación de cristales en el eje de las estalagmitas alrededor de **~113 ka BP**. Estos dos ciclos se correlacionan con el deterioro climático y vegetal observado en Grecia hacia 118,2-117,5 ka BP y la posterior mejora alrededor de 112 ka BP (Tzedakis *et al.*, 2003).

La cubierta vegetal interglaciar en el sur de Europa y especialmente en Portugal sobrevivió hasta 6000 años dentro del glaciar correspondiente al MIS-5d (Shackleton *et al.*, 2003 y Kukla *et al.*, 2002) mientras se acumulaba hielo en el norte de América y Europa y en Siberia, pero esta prevalencia podría estar relacionada con una cierta inercia de la vegetación más que con unas condiciones realmente cálidas, que en la Cueva del Cobre no están presentes. El momento de desaparición de la vegetación interglaciar del sur de Europa (**~110 ka BP**; Kukla *et al.*, 2002) coincide con un cambio importante en las condiciones hídricas de la Cueva del Cobre. C4 y C8 dejan de crecer aproximadamente a la vez, mientras la temperatura sigue remontando lentamente. Ciertos espeleotemas noruegos también cesan su crecimiento entre ~119,5 y 107,7 ka BP (McDermott, 2004) y el de otros espeleotemas rumanos se torna extremadamente lento en esta época (Lauritzen y Onac, 1999). El hecho de que la temperatura ya estuviera remontando y que siguiera remontando durante varios milenios más, lleva a descartar la temperatura como causa y a interpretar la parada del crecimiento de algunas estalagmitas de la Cueva del Cobre como una disminución de las precipitaciones, ya escasas.

A partir de ~110 ka BP y hasta ~85 ka BP, de las tres estalagmitas estudiadas, sólo crece C1. El registro de temperatura obtenido a partir de ella muestra ligeras variaciones, de muy pocas décimas de grado, con temperaturas muy

similares a las de la última parte del Holoceno. El periodo cálido equivalente al MIS-5c presenta dos máximos de temperatura con temperatura media probable en torno a $\sim 5,3^{\circ}\text{C}$ separados por un pequeño mínimo alrededor de $\sim 5^{\circ}\text{C}$. Esta época fue más cálida que la actual en la costa atlántica francesa (Fauquette *et al.*, 1999) y también más húmeda. Este periodo corresponde también a una época de máxima frecuencia de crecimiento de espeleotemas angloamericanos (Lauritzen, 1993) posiblemente por un clima más húmedo. Esta humedad, si fuera muy marcada, podría quizá explicar la alteración del sistema U-Th de las estalagmitas más antiguas (apartado 5.1).

Por último, el fin del crecimiento de la estalagmita C1 en **~ 85 ka BP** pudo estar relacionada con las alteraciones climáticas previas al mínimo de temperatura y nueva reorganización global correspondiente al MIS-4.

6.3. Comparación del clima durante el Holoceno y el Eemiense

El Eemiense se considera un buen análogo del presente periodo interglaciar respecto a condiciones climáticas generales y patrones de vegetación y puede utilizarse como “estándar” sin impacto antrópico para probar futuros escenarios climáticos (Klotz *et al.*, 2003). Sin embargo, esto no significa que el Eemiense y el Holoceno sean totalmente equivalentes y que necesariamente tengan que parecerse ya que los parámetros orbitales de estos dos interglaciares son diferentes.

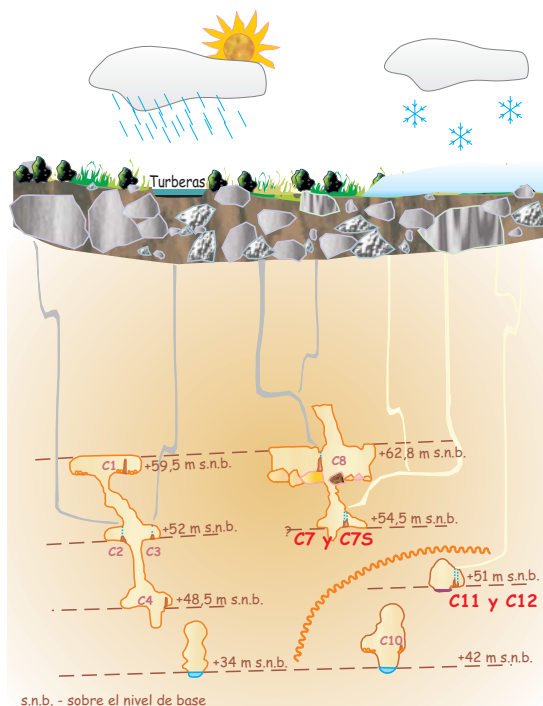
A continuación compararemos la información paleoclimática obtenida para los dos periodos interglaciares en la Cueva del Cobre (figura 6.5).

Temperatura y precipitaciones

El clima eemiense fue a escala global más cálido y más húmedo que el Holoceno (por ejemplo, IPCC, 1992; Lauritzen y Onac, 1999; Kukla *et al.*, 2002). En la Cueva del Cobre la Temperatura Media Más Probable y las temperaturas posibles durante el Eemiense fueron ligeramente mayores que la temperatura actual, que es posiblemente la más alta de los últimos 6000 años. Sin embargo, la tasa de crecimiento de los espeleotemas eemienses es mucho menor que la de los holocenos, lo que sugiere la existencia de un clima mucho más seco que el actual, al contrario que en otros lugares del mundo.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son más pesados en el Eemiense que durante la última parte del Holoceno y su gradiente de variación es menor. Según la hipótesis de la calcita residual (véase apartado de isótopos de carbono), estos dos hechos se explicarían si en el Eemiense quedara un porcentaje menor de carbonato disuelto en el agua de goteo en el momento de la precipitación en las estalagmitas y por lo tanto la variación de $\delta^{13}\text{C}$ ya hubiera alcanzado la parte asintótica de la curva (apartado 5.6).

Estos dos hechos unidos apuntan hacia la existencia de un clima seco en la zona de la Cueva del Cobre durante el Eemiense, de la misma manera que se ha postulado en la Cuenca del Tajo (Sánchez Goñi y d’Errico, 2005) y en Mallorca (Ginés *et al.*, 2002), pero al contrario del clima global.



HOLOCENO (sólo últimos 6000 años)

Temperatura media probable:
4,4–5,5°C

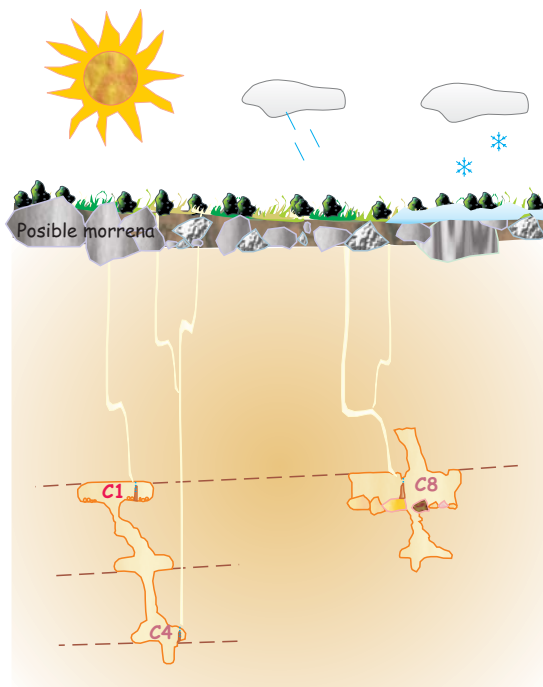
Rango de temperatura posibles:
3,7–5,6°C

Tasa media de crecimiento:
muy variable entre 20–100 mm/ka.

Tipos de calcita:
Laminaciones muy variables.
Clima inestable.

Dobletes anuales:
Estacionalidad marcada.

Valor mínimo $\delta^{13}\text{C}$: -11,05 ‰



EEMIENSE (138–117 ka BP)

Temperatura media probable:
5,2–5,7°C

Rango de temperatura posibles:
4,5–5,9°C

Tasa media de crecimiento:
constante alrededor de 11–14 mm/ka.

Tipos de calcita:
Principalmente transparente.
Normalmente poco porosa o
finamente laminada.
Clima estable.

Duración media de dobletes:
7–8 años
Estacionalidad poco marcada.

Valor mínimo $\delta^{13}\text{C}$: -8,49 ‰

Figura 6.5. Comparación de algunas de las características de los espeleotemas de la zona de estudio así como de los rasgos climáticos deducidos a partir de ellas durante el presente y el último interglacial.

Estacionalidad

Conjugando las bajas precipitaciones de la zona durante el Eemiense con las altas temperaturas (en relación a las holocenas) es fácil imaginar que no existiera una cubierta de nieve estacional sobre la cueva similar a la actual, sino que ésta estuviera muy disminuida o fuera probablemente inexistente. La ausencia de glaciares durante el MIS-5 en lugares de los Alpes cubiertos por hielo durante el Último Máximo Glacial también ha sido deducida por otros autores (Spötl y Mangini, 2006). Además, las láminas anuales están casi totalmente ausentes del registro eemiense, por lo que es probable que el clima presentara una estacionalidad muy poco marcada. Esta deducción coincide con las estimaciones obtenidas a partir de registros polínicos franceses que sugieren la existencia de veranos frescos e inviernos suaves en esta época (Kukla *et al.*, 2002).

Estabilidad climática

Se ha discutido mucho sobre la posible inestabilidad climática del Eemiense a nivel global (Larsen *et al.*, 1995; Sánchez Goñi *et al.*, 1999; Bianchi y Gersonde, 2002; Klotz *et al.*, 2003; Tzedakis *et al.*, 2003).

El aspecto microscópico de la calcita de los espeleotemas de la Cueva del Cobre es mucho más variable durante el Holoceno, igual que las tasas de crecimiento. Además, el rango de variación de $\delta^{18}\text{O}$ durante todo el Eemiense es de $\sim 1\%$ mientras que el del final del Holoceno (es decir, excluyendo los fríos comienzos y el cálido Óptimo) es ya de $\sim 1,6\%$. La velocidad de variación de esta variable es mucho mayor también durante el Holoceno ($1,6\%/1,5$ ka en C7, entre 4,6 y 3,1 ka BP) frente a $1\%/11$ ka en C8 entre (134–123 ka BP).

Todas estas características unidas indican una enorme estabilidad climática durante el Eemiense, mucho mayor que durante el Holoceno al contrario de lo comúnmente aceptado (Kukla *et al.*, 2002; Bianchi y Gersonde, 2002; Tzedakis *et al.*, 2003; McDermott, 2004).

6.4. Conclusiones a este apartado

El clima durante el Holoceno

La edad mínima de retirada de los hielos después del Último Máximo Glacial se sitúa entre ~ 12 – 14 ka BP, esto es una retirada bastante temprana como es de esperar por la latitud de la zona.

La temperatura actual es probablemente la más alta registrada durante los últimos 6000 años pero es algo menor que la deducida para el Óptimo del Eemiense.

El clima más benigno de los últimos 6000 años fue probablemente el del Periodo Cálido Romano, (en esta zona entre ~ 2550 y 2100 años BP), caracterizado por la estabilidad climática (cada año es similar al anterior), elevadas precipitaciones y temperatura relativamente alta (Temperatura Media Más

Probable $\sim 0,4^{\circ}\text{C}$ más baja que en la actualidad). Otros máximos de temperatura, como el actual, han estado acompañados por una cierta inestabilidad de las precipitaciones y los goteos.

La tendencia general de la temperatura durante los últimos 6000 años ha sido al enfriamiento hasta $\sim 4,5$ ka BP y al calentamiento desde entonces hasta la actualidad, con variaciones de menor intensidad, pero de mucha importancia para los humanos.

Se han descrito dos posibles cambios en el patrón de precipitaciones de esta zona que podrían estar relacionados con cambios de los patrones globales. El primero se produjo alrededor de 6200 años BP y coincide con el inicio del crecimiento de las tres estalagmitas holocenas estudiadas. El segundo se produjo hacia 3800 años BP y trajo consigo el inicio de la estacionalidad marcada que ahora se observa en la zona (y en toda la Península Ibérica) y los primeros signos de inestabilidad. Otros dos cambios del régimen hídrico de esta zona de la cueva ocurridos en ~ 2100 y 700 años BP respectivamente pueden estar relacionados con factores más locales, o incluso antrópicos.

De la misma manera se han definido dos puntos de inflexión en las temperaturas. El primero, situado en torno a $\sim 4,5$ ka BP, se ha reconocido como un mínimo de temperatura a escala global. El segundo corresponde al Periodo Cálido Romano y consiste en un cambio de la tendencia ascendente de las temperaturas hacia otra con menor pendiente. El fin de este periodo resulta ser el inicio del clima de la zona según lo conocemos en la actualidad, que se caracteriza por Temperaturas Probables altas (con respecto a las anteriores), con tendencia a subir, ligera disminución de las precipitaciones en general, y sobre todo, mucha inestabilidad, esto es, supuestos cambios climáticos cada año.

Existe una buena correspondencia entre los datos paleoclimáticos obtenidos en la Cueva del Cobre con los registros publicados en Galicia, y en menor medida en Levante y el Sistema Central.

El clima durante el MIS-5

La edad de retirada de los hielos de la zona de drenaje de esta parte de la cueva está estimada en torno a ~ 157 – 152 ka BP, bastante temprana como es de esperar en función de la latitud de la zona.

El calentamiento posterior a la retirada del hielo debió de ser bastante rápido. Hacia ~ 150 ka BP la temperatura en el interior de la cueva era ya similar a la actual. Esta época marca el comienzo de lo que hemos denominado condiciones “de tendencia interglacial” que se mantienen con algunas variaciones en esta zona de la cueva hasta ~ 110 ka BP. Dentro de este periodo de relativa estabilidad se inscribe el periodo Eemiense, entre ~ 138 y 117 ka BP, caracterizado por unas condiciones extremadamente estables y un clima mucho más seco que el actual. Durante el Eemiense, la Temperatura Media Más Probable fue algo más alta que la actual durante el Óptimo (~ 134 – 133 ka BP) se mantuvo muy similar a la actual hasta ~ 125 ka BP y sufrió un deterioro rápido desde ese momento. La duración del interglacial así definido es de ~ 21 ka,

muy similar a la deducida en otros registros continentales como Devils Hole (~22 ka) y Vostok (~19 ka). En el registro eemiense de la Cueva del Cobre sólo han quedado reflejados dos posibles descensos drásticos y rápidos de temperatura alrededor de ~130-129 y ~127-126 ka BP.

La transición Saaliense-Eemiense no se produce de manera lineal sino que presenta un ligero escalón alrededor de ~145-143 ka BP, de tipo Younger Dryas, y que puede corresponder a un evento de alteración de la circulación termohalina. En la Cueva del Cobre se caracteriza por una ligera disminución de la temperatura media probable, una importante bajada de la temperatura mínima posible y una ciclicidad mucho más marcada en el comportamiento de los goteos.

El fin de la estabilidad eemiense comienza en ~122 ka BP y se acentúa en ~119 ka BP. Esta inestabilidad culmina en ~117 ka BP, donde se sitúa el tránsito Eemiense-Weichseliense Inferior.

El periodo frío continental equivalente al MIS-5d (durante el Weichseliense más basal, entre 117 y 110 ka BP) está formado por dos fases separadas por un cambio de la geoquímica del agua de goteo que corresponden, cada una de ellas, a un pequeño ciclo de temperatura de enfriamiento-calentamiento, y separadas por un cambio de la geoquímica del agua de goteo. La primera de estas fases engloba al mínimo de temperatura de todo el MIS-5 en la Cueva del Cobre, alrededor de ~115 ka BP.

El límite MIS 5d-5c, en ~110 ka BP, se sitúa dentro de la mejoría de las Temperaturas Probables y coincide con un descenso de las precipitaciones posiblemente relacionado con un cambio del patrón regional de lluvias.

De la misma manera, el fin del registro de la Cueva del Cobre podría estar relacionado con las alteraciones climáticas previas al mínimo de temperatura y nueva reorganización global correspondiente al MIS-4.

Comparación Eemiense-Holoceno

El Eemiense fue en general algo más cálido y mucho más seco que el Holoceno en la zona de la Cueva del Cobre. La temperatura media probable durante el Óptimo Eemiense fue unas décimas de grado mayor que la actual, que es a su vez probablemente la más alta de los últimos 6000 años. Eso implica que las temperaturas extremas fuera probablemente bastante más elevadas. A su vez, las tasas de crecimiento de espeleotemas eran hasta 10 veces menores durante el Eemiense, probablemente debido a un menor exceso de agua (Precipitaciones-Evapotranspiración). La existencia de un clima seco en la Península Ibérica, al contrario que el clima a escala global, también ha sido postulado por otros autores, y pudo deberse a un movimiento del Frente Polar más lejos de nuestras latitudes y sobre todo, a un reforzamiento del Anticiclón de las Azores.

La estacionalidad también queda mucho menos reflejada en el registro eemiense de la Cueva del Cobre que en el holoceno. Además, dadas las bajas precipitaciones y las altas temperaturas, es probable que no hubiera manto de nieve invernal sobre la cueva durante el Último Interglacial.

Todas las características climáticas estudiadas indican una enorme estabilidad del clima durante el Eemiense, de hecho mucho mayor que durante el Holoceno, al contrario de lo comúnmente aceptado.

CAPÍTULO VII. CONCLUSIONES

CAPÍTULO VII. CONCLUSIONES

El principal objetivo de esta Tesis Doctoral era obtener registros paleoclimáticos a partir de los espeleotemas de la Cueva del Cobre. En total se han estudiado diez estalagmitas de esta cueva. Se han realizado más de cincuenta dataciones de U-Th y 850 análisis de isótopos estables de calcita. Mediante la aplicación de diferentes métodos ha sido posible obtener registros de distintos indicadores que han aportado información sobre la tasa de crecimiento de los espeleotemas, que he interpretado como un indicador del exceso de agua en cada momento (Precipitaciones-Evapotranspiración), la estabilidad o inestabilidad de los goteos correspondientes a las estalagmitas estudiadas, cambios hidroquímicos, temperatura media probable de cada periodo estudiado, temperaturas posibles, ciclicidades presentes en cada registro e indirectamente mecanismos de funcionamiento del clima. Mediante la correlación de estos registros con otros obtenidos en distintas partes del mundo ha sido posible estimar cuáles de los cambios climáticos pasados correspondieron a alteraciones locales o regionales y cuáles a nuevas organizaciones climáticas a escala global.

En resumen, las conclusiones climáticas más importantes obtenidas han sido las siguientes:

- En cuanto al comportamiento climático general, se han definido dos periodos de crecimiento continuo de espeleotemas en la Cueva del Cobre (entre ~150 y 105 ka BP y desde ~6,5 ka BP hasta la actualidad), dos periodos de formación esporádica (entre ~105 y 75 ka BP y desde ~60 hasta 27 ka BP) y tres periodos de los cuales no se tiene constancia de ninguna estalagmita (anterior a ~152 ka BP, entre ~75 y 60 ka BP y desde ~27 hasta 6,5 ka BP). Esta distribución parece tener un control climático. Los periodos con mayor número de especímenes creciendo corresponden a grandes rasgos a los MIS-5 y 1, esto es, el presente y el anterior interglaciar. Los periodos de formación esporádica de espeleotemas corresponden a los MIS-5a y 3 (fin del Weichseliense Inferior y fin del Weichseliense Medio), mientras que los periodos de mínimo crecimiento corresponden a los MIS fríos pares 2, 4 y 6 y pueden estar causados por la existencia de condiciones glaciares y/o periglaciares sobre la cueva. Esta distribución es a grandes rasgos muy similar a la de la mayoría de las cuevas situadas en latitudes medias y altas de Europa y América.
- Respecto al Holoceno, he estimado la edad mínima de retirada de los hielos después del Último Máximo Glacial en esta zona entre ~14 y 12 ka BP, bastante temprana como es de esperar en función de su latitud.
- Un cambio en el patrón global de lluvias alrededor de ~6200 años BP podría ser el responsable del inicio del crecimiento de los espeleotemas estudiados de la Cueva del Cobre. La historia climática de la zona desde ese momento hasta la actualidad comienza con un clima estable (esto es, cada año es climáticamente similar al anterior) con una suave tendencia al enfriamiento paulatino hasta ~4500 años BP, que corresponde a un mínimo de temperatura a escala global. A partir de ese momento, una reorganización climática general genera una subida de temperaturas hasta nuestros días. El clima en esta zona

se inestabiliza, es decir, se vuelve muy variable de año en año hacia ~3800 años BP, coincidiendo con un aumento de las precipitaciones y el inicio de la estacionalidad típica de la Península Ibérica en la actualidad. A partir de ~2100 años BP las condiciones en el interior de la cueva son ya prácticamente iguales a las actuales.

- El clima más benigno de los últimos 6000 años fue probablemente el correspondiente al Periodo Cálido Romano (en esta zona entre ~2550 y 2100 años BP) caracterizado por una gran estabilidad, elevadas precipitaciones y temperatura relativamente alta.
- Por último, la temperatura real actual es más alta que las temperaturas probables estimadas para los últimos 6000 años pero es menor que la estimada para el Óptimo Eemiense.
- En cuanto al Último Periodo Interglaciario, hemos estimado una edad mínima de retirada de los hielos en torno a ~157-152 ka BP, también temprana respecto a otras partes del planeta, al igual que la de la última deglaciación. Un ligero deterioro climático alrededor de ~145-143 ka BP corresponde a un evento de tipo Younger Dryas durante la Terminación II ya descrito en otras partes del mundo.
- El clima durante el Eemiense (~138-117 ka BP) fue muy estable, con una estacionalidad muy poco marcada, temperaturas algo mayores que la actual y precipitaciones mucho menores, posiblemente por un reforzamiento del Anticiclón de las Azores o por un desplazamiento del Frente Polar hacia el norte. Además, es posible que no existiera cubierta de nieve invernal en la zona de estudio durante el Eemiense. La duración del Eemiense así definido en esta zona es de ~21 ka, muy similar a la descrita en otros registros continentales como Vostok y Devils Hole.
- La temperatura mínima de todo el periodo equivalente al MIS-5 tuvo lugar según nuestras estimaciones en ~115 ka BP, dentro de la época fría correspondiente al MIS-5d. Poco después, un cambio en el patrón de lluvias regional causa un descenso de las precipitaciones, ya de por sí escasas en esa época. Sin embargo, un posible aumento espectacular de la humedad podría haber causado el evento de alteración del sistema U-Th generando las edades anómalas de las bases de las estalagmitas que coinciden en un rango entre ~ 97 y 105 ka BP

Además, el estudio de los espeleotemas de la Cueva del Cobre ha permitido obtener otras conclusiones aparte de las estrictamente climáticas. Algunas de las más importantes se detallan a continuación:

- Se ha propuesto un posible método geoquímico para diferenciar *a posteriori* las edades alteradas en el medio natural utilizando los datos obtenidos del espectrómetro de masas.
- Se ha propuesto un nuevo método para mejorar la interpolación de edades en estalagmitas para las que se tengan pocas dataciones absolutas mediante correlación microestratigráfica por tramos delimitados por cambios en el comportamiento del goteo. Este nuevo cálculo, no sólo mejora la datación de

algunos espeleotemas, sino que aporta nueva información sobre las variaciones en las tasas de crecimiento. Estas tasas a su vez pueden utilizarse como indicador del exceso de agua.

- Se ha propuesto un nuevo método para la estimación de temperaturas a partir de varios espeleotemas contemporáneos, basándose en la premisa de que goteos cercanos y contemporáneos pueden tener composiciones isotópicas distintas debidas a factores locales pero que la temperatura a la que precipitan las distintas estalagmitas ha de ser la misma. Este método permite estimar un rango posible de temperaturas de precipitación de las estalagmitas y un rango más probable basado en los valores medios de cada intervalo de tiempo.

- La comparación de los distintos indicadores estudiados en dos estalagmitas siamesas (aspecto de visu, textura de la calcita, tasas de crecimiento, isótopos estables...) ha permitido comprobar que estos indicadores presentan comportamientos independientes y que por lo tanto se pueden comparar entre sí sin caer en la deducción circular.

- Mediante la comparación de dos estalagmitas siamesas ha sido posible comprobar que el aspecto microscópico de la calcita depende en última instancia de las características de cada goteo: probablemente velocidad de goteo y disponibilidad de reactivos. La variabilidad de estos tipos de calcita indica en este caso una inestabilidad de las condiciones de goteo. El aspecto microscópico no depende de la tasa de crecimiento neta del espeleotema pero sí parece tener una cierta correlación con la composición isotópica de oxígeno.

- Se han encontrado indicios de procesos de destilación del agua de goteo con la profundidad dentro de la zona vadosa, tanto en el contenido de uranio de la calcita como en la composición isotópica de carbono y en menor medida, de oxígeno. Para explicar esta variación se ha propuesto la hipótesis “de la calcita residual”, ya definida anteriormente por otros autores. Sin embargo, los gradientes de variación de estos tres elementos con la temperatura no varían en paralelo a lo largo del tiempo, lo que lleva a pensar que puedan estar causados por mecanismos diferentes.

- Por último, el estudio petrográfico detallado de las estalagmitas ha permitido correlacionar nuevos indicios de comportamiento cíclico del clima obtenidos por tres métodos distintos: el estudio de las secuencias microestratigráficas, la medición del espesor de los dobletes y el análisis espectral de las series isotópicas. Las periodicidades obtenidas por estos tres métodos coinciden, lo que apoya la hipótesis de que se trate de periodicidades reales. Las periodicidades obtenidas por el método microestratigráfico presentan la ventaja de que es posible situar su presencia en un eje temporal, lo que permite comprobar cómo cambian los ciclos dominantes a lo largo del tiempo.

BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFÍA

- ALAM, M. S., Keppens, E. y Paepe, R. (1997): The use of oxygen and carbon isotope composition of pedogenic carbonates from Pleistocene palaeosols in NW Bangladesh, as palaeoclimatic indicators. *Quaternary Science Reviews*, **16**: 161–168
- ALLEY, R.B. (2000): The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Review*, **19**: 213–226
- ALLEY, R.B. (2004): GISP2 Ice Core Temperature and Accumulation Data. *IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series #2004-013*. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/icecore/greenland/summit/gisp2/isotopes/gisp2_temp_accum_alley2000.txt
- AL-OMARI, S.H., Andrews, J.E., Rowe, P.J., Marca-Bell, A.D. y Preece, R.C. (2006): A speleothem-based reconstruction of palaeoclimate in the central Zagros region (Iran). En: Onac, Tamas, Constantin y Persoiu (editores) *Archives of Climate Change in Karst, Karst Waters Institute Special Publication* **10**: 78–80
- ASMEROM, Y. y Polyak, V. J. (2004): Comment on Betancourt *et al.* (2002) "A test of annual resolution in stalagmites using tree rings". *Quaternary Research*, **61**: 119–121
- ASRAT, A., Baker, A., Umer, M., Leng, M.J., van Calsteren, P. y Smith, C. (2006): A high-resolution multi-proxy stalagmite record from Mechara, south-eastern Ethiopia: Paleohydrological implications for speleothem paleoclimate reconstruction. En: Onac, Tamas, Constantin y Persoiu (editores) *Archives of Climate Change in Karst, Karst Waters Institute Special Publication* **10**: 78–80
- ATKINSON, T. C., Harmon, R. S., Smart, P. L. y Waltham, A. C. (1978): Palaeoclimatic and geomorphic implications of $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates on speleothems from Britain. *Nature*, **272**: 24–28
- AYLIFFE, L. K., Marianelli, P. C., Moriarty, K. C., Wells, R. T., McCulloch, M. T., Mortimer, G. E. y Hellstrom, J. C. (1998): 500 ka precipitation record from southeastern Australia; evidence for interglacial relative aridity. *Geology*, **26**(2): 147–150
- BAKER, A., Smart, P. L., Edwards, R. L. y Richards, D. A. (1993): Annual growth banding in a cave stalagmite. *Nature*, **364**: 518–520
- BAKER, A., Smart, P.L. y Ford, D. C. (1995): Palaeoclimate implications of mass-spectrometric dating of a British flowstone. *Geology*, **23**: 291–301
- BAKER, A., Barnes, W. L. y Smart, P. L. (1996): Speleothem luminescence intensity and spectral characteristics: Signal calibration and a record of palaeovegetation change. *Chemical Geology*, **130**: 65–76
- BAKER, A., Ito, E., Smart, P. L. y McEwan, R. F. (1997): Elevated and variable values of ^{13}C in speleothems in a British cave system. *Chemical Geology*, **136**: 263–270

- BAKER, A., Proctor, C. J. y Barnes, W. L. (1999a): Variations in stalagmite luminescence laminae structure at Poole's Cavern, England, AD 1910–1996: calibration of a palaeoprecipitation proxy. *The Holocene*, **9**
- BAKER, A., Caseldine, C. J., Gilmour, M. A., Charman, D., Proctor, C. J., Hawkesworth, C. J. y Phillips, N. (1999b): Stalagmite luminescence and peat humification records of palaeomoisture for the last 2500 years. *Earth and Planetary Science Letters*, **165**: 157–162
- BAKER, R. G., Bettis, E. A. I., Denniston, R. F. y González, L. A. (2001): Plant remains, alluvial chronology, and cave speleothem isotopes indicate abrupt Holocene climatic change at 6 ka in midwestern USA. *Global and Planetary Change*, **28**: 285–291
- BAKER, A., Proctor, C. J. y Barnes, W. L. (2002): Stalagmite lamina doublets: A 1000 year proxy record of severe winters in northwest Scotland? *International Journal of Climatology*, **22**: 1339–1345
- BAKER, A. y Genty, D. (2003): Comment on "A test of annual resolution in stalagmites using tree rings". *Quaternary Research*, **59**: 476–478
- BAR-MATTHEWS, M., Ayalon, A. y Kaufman, A. (1996): Late Pleistocene– Holocene paleoclimate in the Mediterranean as evident from stable isotope systematics of Soreq Cave speleothems. En: *Water, Environment and Society in Times of Climatic Change (International Workshop)*, Ben-Gurion University of the Negev, Sede Boker: 13–14
- BAR-MATTHEWS, M., Ayalon, A. y Kaufman, A. (1997): Late Quaternary Paleoclimate in the Eastern Mediterranean Region from Stable Isotope Analysis of Speleothems at Soreq Cave, Israel. *Quaternary Research*, **47**(2): 155–168
- BAR-MATTHEWS, M., Ayalon, A., Kaufman, A. y Wasserburg, G. J. (1999): The Eastern Mediterranean paleoclimate as a reflection of regional events: Soreq cave, Israel. *Earth and Planetary Science Letters*, **166**: 85–95
- BARNES, J. W., Lang, E. J. y Potratz, H. A. (1956): The ratio of ionium to uranium in coral limestone. *Science*, **124**: 175–176
- BARONI, C. y Orombelli, G. (1996): The Alpine "iceman" and Holocene climatic change. *Quaternary Research*, **46**: 78–83
- BASTIN, B. (1978): L'analyse pollinique des stalagmites: une nouvelle possibilité d'approche des fluctuations climatiques du Quaternaire. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **101**: 13–19
- BASTIN, B. (1982): Premier bilan de l'analyse pollinique de stalagmites holocènes en provenance de grottes belges. *Rev. Belg. Géogr.*, **106**: 87–97
- BASTIN, B., Dupuis, C. y Quinif, Y. (1982): Étude microstratigraphique et palynologique d'une croûte stalagmitique de la Grotte de la Vilaine Source (Arbrbre, Belgique): méthodologie et résultats. *Rev. Belg. Géogr.*, **106**: 109–120
- BASTIN, B. y Gewalt, M. (1986): Analyse pollinique et datation ^{14}C de concrétions stalagmitiques holocènes: apports complémentaires des deux méthodes. *Géogr. Phys. Quat.*, **40**: 185–196

- BENAVENTE HERRERA, J., Hidalgo Estévez, M. C., Izquierdo del Arco, A., El Mabrouki, K. y Rubio Campos, J. C. (2004): Contenido en cloruros y en isótopos estables (^{18}O y D) de las precipitaciones en un área montañosa (Alto Guadalquivir, provincia de Jaén). *Geogaceta*, **36**: 111-114
- BERSTAD, I. M., Einevoll, S. y Lauritzen, S.-E. (1997): U-series dating and stable isotope analysis of some last interglacial speleothems from north Norway. *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology*, Switzerland: 53-54
- BERSTAD, J. M., Lundberg, J., Lauritzen, S.-E. y Linge, H. C. (2002): Comparison of the climate during Marine Isotope Stage 9 and 11 inferred from a speleothem isotope record from Northern Norway. *Quaternary Research*, **58**: 361-371
- BERTAUX, J., Sondag, F., Santos, R., Soubiès, F., Causse, C., Plagnes, V., Le Cornec, F. y Seidel, A. (2002): Paleoclimatic record of speleothems in a tropical region: study of laminated sequences from a Holocene stalagmite in Central-West Brazil. *Quaternary International*, **89**: 3-16
- BETANCOURT, J. L., Grissino-Mayer, H. D., Salzer, M. W. y Swetnam, T. W. (2002): A Test of "Annual Resolution" in Stalagmites Using Tree Rings. *Quaternary Research*, **58**: 197-199
- BIANCHI, C. y Gersonde, R. (2002): The Southern Ocean surface between Marine Isotope Stages 6 and 5d: Shape and timing of climate changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **187**: 151-177
- BIRD, M. I. y Pousai, P. (1997): Variations of $\delta^{13}\text{C}$ in the surface soil organic carbon pool. *Global Biogeochemical Cycles*, **11**: 313-322
- BLACKWELL, B., Schwarcz, H. P. y Debenath, A. (1983): Absolute dating of hominids and palaeolithic artefacts of the cave of La Chaise-de-Vouton (Charente), France. *Journal of Archaeological Science*, **10**: 493-513
- BOTTINGA, Y. y Javoy, M. (1973): Comments on oxygen isotope geothermometry. *Earth and Planetary Science Letters*, **20**: 250-265
- BOWEN, G. J. y Wilkinson, B. (2002): Spatial distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in meteoric precipitation. *Geology*, **30**: 315-318
- BRADLEY, R. S. (1999): *Quaternary Paleoclimatology. Methods of paleoclimatic reconstruction*. Academic Press, Harcourt
- BROECKER, W. S. (1998): The end of the present interglacial: how and when? *Quaternary Science Reviews*, **17**: 689-694
- BROOK, G. A., Burney, D. A. y Cowart, J. B. (1990): Desert paleoenvironmental data from cave speleothems with examples from the Chihuahuan, Somali-Chalbi, and Kalahari deserts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **76**: 311-329
- BROOK, G. A., Rafter, M. A., Railsback, L. B., Sheen, S.-W. y Lundberg, J. (1999): A high-resolution proxy record of rainfall and ENSO since AD 1550 from layering in stalagmites from Anjohibe Cave, Madagascar. *The Holocene*, **9**: 695-705

BRUGNOLI, E. y Lauteri, M. (1991): Effects of Salinity on Stomatal Conductance, Photosynthetic Capacity, and Carbon Isotope Discrimination on Salt-Tolerant (*Fossypium hirsutum* L.) and Salt-Sensitive (*Phaseolus vulgaris* L.) C₃ Non-Halophytes. *Plant Physiology*, **95**: 628–635

BURNS, S. J., Fleitmann, D., Matter, A., Neff, U. y Mangini, A. (2001): Speleothem evidence from Oman for continental pluvial events during interglacial periods. *Geological Society of America*, **29(7)**: 623–626

CAÑAVERAS JIMÉNEZ, J.C. (1995): *El Paleokarst del lecho de la unidad intermedia del Mioceno de la cuenca de Madrid*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.

CERLING, T. E. (1984): The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth and Planetary Science Letters*, **71**: 229–240

CERLING, T. E. y Hay, R. L. (1986): An Isotopic Study of Paleosol Carbonates from Olduvai Gorge. *Quaternary Research*, **25**: 63–78

CHARMAN, D. J., Caseldine, C., Baker, A., Gearey, B., Hatton, J. y Proctor, C. (2001): Paleohydrological records from peat profiles and speleothems in Sutherland, northwest Scotland. *Quaternary Research*, **55**: 223–234

CHERDYNTSEV, V. V., Kazachevskii, I. V. y Kuz'mina, E. A. (1965): Dating of Pleistocene carbonate formation by the thorium and uranium isotopes. *Geochemistry International*, **2**: 794–801

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL EBRO (2006):

<http://oph.chebro.es/ContenidoClimatologicoD.htm>

CONSTANTIN, S., Laurantzen, S.E. y Lundberg, J. (2006): New data on the chronology of the Termination II and paleoclimate during MIS 5, based on the study of a stalagmite from Closani Cave (SW Romania). En: Onac, Tamas, Constantin y Persoiu (editores) *Archives of Climate Change in Karst, Karst Waters Institute Special Publication* **10**: 98–100

COOK, E.R., d' Arrigo, R.D., y Briffa, K.R. (1998): A reconstruction of the North Atlantic Oscillation using tree-ring chronologies from North America and Europe. *The Holocene*, **8**: 9–17

COPLEN, T. B., Winograd, I. J., Landwehr, J. M. y Riggs, A. C. (1994): 500,000-year stable carbon isotopic record from Devils Hole, Nevada. *Science*, **263**: 361–365

CORTESE, G., Dolven, J.K., Bjørklund, K.R. y Malmgren, B.A. (2005): Late Pleistocene–Holocene radiolarian paleotemperatures in the Norwegian Sea based on Artificial Neural Networks. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **224**: 311–332

CRAIG, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, **133**: 1702–1703

DANSGAARD, W. (1964): Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **16**: 436–468

DANSGAARD, W., Johnsen, S.J., Moller, J. y Langway, C.C. Jr. (1969): One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet. *Science*, **166**: 377–381.

- DEBENHAM, N.C. (1983): Reliability of thermoluminescence dating of stalagmitic calcite. *Nature*, **304**: 154-156
- DENNIS, P. F., Rowe, P. J. y Atkinson, T. C. (2001): The recovery and isotopic measurement of water from fluid inclusions in speleothems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65(6)**: 871-884
- DENNISTON, R. F., González, L. A., Baker, R. G., Asmerom, Y., Reagan, M. K., Edwards, R. L. y Alexander, E. C. (1999a): Speleothem evidence for Holocene fluctuations of the prairie-forest ecotone, north-central USA. *The Holocene*, **9**: 671-676
- DENNISTON, R. F., González, L. A., Asmerom, Y., Baker, R. G., Reagan, M. K. y Bettis, E. A. I. (1999b): Evidence for increased cool season moisture during the middle Holocene. *Geology*, **27**: 815-818
- DENNISTON, R. F., González, L. A., Semken, H. A. Jr., Asmerom, Y., Baker, R. G., Recelli-Snyder, H., Reagan, M. K. y Bettis, E. A. I. (1999c): Integrating stalagmite, vertebrate, and pollen sequences to investigate Holocene vegetation and climate change in the southern midwestern United States. *Quaternary Research*, **52**: 381-387
- DENNISTON, R. F., González, L. A., Asmerom, Y., Reagan, M. K. y Recelli-Snyder, H. (2000): Speleothem carbon isotopic records of Holocene environments in the Ozark Highlands, USA. *Quaternary International*, **67**: 21-27
- DENNISTON, R. F., González, L. A., Asmerom, Y., Polyak, V. J., Reagan, M. K. y Saltzman, M. R. (2001): A high-resolution speleothem record of climatic variability at the Allerod-Younger Dryas transition in Missouri, central United States. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **176**: 147-155
- DESMARCHELIER, J. M., Goede, A., Ayliffe, L. K., McCulloch, M. T. y Moriarty, K. (2000): Stable isotope record and its palaeoenvironmental interpretation for a late Middle Pleistocene speleothem from Victoria Fossil Cave, Naracoorte, South Australia. *Quaternary Science Reviews*, **19**: 763-774
- DÍAZ MARTÍNEZ, E. (1989): Notas sobre el glaciario y periglaciario cuaternario de la Sierra de Peña Labra (Cordillera Cantábrica). En *El Cuaternario en España y Portugal. Actas de la II Reunión del Cuaternario Ibérico, sept. 1989*, Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid: 73-79
- DICKIN, A. P. (2002): *Radiogenic isotope geology*. Cambridge University Press, Cambridge
- DICKSON, J. A. D. (1993a): Inorganic calcite morphology: roles of fluid chemistry and fluid-flow - Discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**: 560-561
- DICKSON, J. A. D. (1993b): Discussion. Inorganic calcite morphology: roles of fluid chemistry and fluid flow-Response to reply of discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**: 1160-1162
- DOMÍNGUEZ VILLAR, D., Martín-Chivelet, J., Edwards, L.R. (2004): Laminación anual en un espeleotema del Holoceno Inferior (Cueva de Kaite, Complejo Kárstico de Ojo Guareña, Burgos). Implicaciones paleoclimáticas. *Geo-Temas*, **6(5)**: 89-92

- DOMÍNGUEZ-VILLAR, D., Martín-Chivelet, J., Edwards, L.R. y Wang, X. (2006): Late Holocene $\delta^{18}\text{O}$ variability in a high-resolution record from a speleothem in Kaite Cave, northern Spain. En: Onac, Tamas, Constantin y Persoiu (editores) *Archives of Climate Change in Karst, Karst Waters Institute Special Publication 10*: 105–108
- DORALE, J. A., González, L. A., Reagan, M. K. , Pickett, D. A., Murrell, M. T. y Baker, R. G. (1992): A high-resolution record of Holocene climate change in speleothem calcite from Cold Water Cave, Northeast Iowa. *Science*, **258**: 1626–1630
- DORALE, J. A., Edwards, R. L., Ito, E. y González, L. A. (1998): Climate and Vegetation History of the Midcontinent from 75 to 25 ka: A Speleothem Record from Crevice Cave, Missouri, USA. *Science*, **282**: 1871–1874
- DORALE, J. A., Edwards, R. L., Alexander Jr., E. C., Shen, C.-C., Richards, D. A. y Cheng, H. (2001a): Uranium-series dating of speleothems: current techniques, limits, and applications. En MYLROIE, J. y SASOWSKY, I. D. (ed.) *Studies of Cave Sediments*, Kluwer Academic/Plenum, New York: 1–21
- DORALE, J. A., Edwards, R. L. y Onac, B. P. (2001b): Stable isotopes as environmental indicators in speleothems. En DAOXIAN, Y. (ed.) *Karst Processes and the Carbon Cycle*, Final Report of IGCP379, Beijing, New York: 1–13
- DREYBRODT, W. (1980): Deposition of Calcite from Thin Films of Natural Calcareous Solutions and the Growth of Speleothems. *Chemical Geology*, **29**: 89–105
- DREYBRODT, W. (1981): The kinetics of calcite precipitation from thin films of calcareous solutions and the growth of speleothems: Revisited. *Chemical Geology*, **32**: 237–245
- DREYBRODT, W., Buhmann, D., Michaelis, J. y Usdowski, E. (1992): Geochemically controlled calcite precipitation by CO_2 outgassing: Field measurements of precipitation rates in comparison to theoretical predictions. *Chemical Geology*, **97**: 285–294
- DRYSDALE, R., Zanchetta, G., Hellstrom, J. y Fallick, T. (2006): new age constraints for the Last Interglacial from Italian speleothems. En: Onac, Tamas, Constantin y Persoiu (editores) *Archives of Climate Change in Karst, Karst Waters Institute Special Publication 10*: 109–112
- DULINSKI, M. y Rozanski, K. (1990): Formation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ isotope ratios in speleothems: a semi-dynamic model. *Radiocarbon*, **32**: 7–16
- DUPLESSY, J. C., Labeyrie, J., Lalou, C. y Nguyen, H. V. (1970): Continental climatic variations between 130,000 and 90,000 years BP. *Nature*, **226**: 631–633
- DURÁN, J. J., López-Martínez, J., Dallai, L., Bruschi, G., Caballero, E., Jiménez de Cisneros, C. y Juliá, R. (2000): Palaeoenvironmental reconstruction based on a detailed stable isotope analysis and dating of a Holocene speleothem from Valporquero Cave, Northern Spain. *Geogaceta*, **27**: 63–66
- DURÁN, J. J., López-Martínez, J. y Manoneño, M. A. (2004): Dos registros de espeleotemas pleistocenos de gran potencia en la Península Ibérica: primeros resultados isotópicos. *Boletín Geológico y Minero*, **115**: 265–270

- EDWARDS, R. L., Cheng, H. y Wasserburg, G. J. (1987): ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th - ^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, **81**: 175-192
- EHLERINGER, J. R. (1991): $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ fractionation and its utility in terrestrial plant studies. En COLEMAN, D. C. y FRY, B. (ed.) *Carbon Isotope Techniques*, Academic Press: 187-200
- EMILIANI, C. (1955): Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, **63**: 538-578
- EMILIANI, C. (1958): Paleotemperature analysis of core 280 and Pleistocene correlations. *Journal of Geology*, **66**: 264-275
- EMILIANI, C. (1964): Paleotemperature analysis of the Caribbean Cores A254-BR-C and CP-28. *Geological Society of America Bulletin*, **75**: 129-144
- EPSTEIN, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. y Urey, H. C. (1951): Carbonate-water isotopic temperature scale. *Bulletin of the Geological Society of America*, **62**: 417-426
- EPSTEIN, E. y Mayeda, T. (1953): Variations of ^{18}O content of waters from nature sources, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **4**: 213-224
- EPSTEIN, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. y Urey, H. C. (1953): Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Bulletin of the Geological Society of America*, **64**: 1315-1326
- EPSTEIN, S., Sharp, R. P. y Gow, A. J. (1970): Antarctic ice sheet: Stable isotope analyses of Byrd Station cores and interhemispheric climatic implications. *Science*, **168**: 1570-1572
- FÁBREGAS VALCARCE, R., Martínez Cortizas, A., Blanco Chao, R. y Chesworth, W. (2003): Environmental change and social dynamics in the second-third millennium BC in NW Iberia. *Journal of Archaeological Science*, **30**: 859-871
- FAUQUETTE, S., Guiot, J., Menut, M., de Beaulieu, J-L., Reille, M. y Guenet, P. (1999): Vegetation and climate since the last interglacial in the Vienne area (France). *Global and Planetary Change*, **20**: 1-17
- FAURE, G. (1998): *Principles of isotope geology*. John Wiley & Sons, Nueva York, 589 pp.
- FINCH, A. A., Shaw, P. A., Holmgren, K. y Lee-Thorp, J. (2003): Corroborated rainfall records from aragonitic stalagmites. *Earth and Planetary Science Letters*, **215**: 265-273
- FOLK, R. (1974): The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Research*, **44**: 40-53
- FOLK, R. L. (1977): Reply. Calcite and aragonite fabrics, Carlsbad Caverns. *Journal of Sedimentary Petrology*, **47**: 1400-1401
- FOLK, R. L. y Assereto, R. (1976): Comparative fabrics of length-slow and length-fast calcite and calcitized aragonite in a Holocene speleothem, Carlsbad Caverns, New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, **46**(3): 486-496
- FORD, D. C. y Ewers, R. O. (1978): The development of limestone cave systems in the

dimensions of length and depth. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **15**: 1783–1798

FORD, D. C., Schwarcz, H. P., Krake, J. J., Gascoyne, M., Harmon, R. S. y Latham, A. G. (1981): Estimates of the age of the existing relief within the southern Rocky Mountains of Canada. *Arctic and Alpine Research*, **13**: 1–10

FORD, D. C. y Williams, P. W. (1989): *Karst Geomorphology and Hydrology*. Chapman and Hall, London

FRIEDMAN, I. (1953): Deuterium content of natural water and other substances. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **4**: 89–103

FRIEDMAN, I. y O'Neil, J. R. (1977): Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. En FLEISCHER, M. (ed.) Data of Geochemistry, Sixth Edition. Geological Survey Professional Paper 440-KK, United States Government Printing Office, Washington: KK

FRISIA, S. (1996): Petrographic evidences of diagenesis in speleothems: some examples. *Spéléochronos*, **7**: 21–30

FRISIA, S., Borsato, A., Spiro, B., Heaton, T., Huang, Y., McDermott, F. y Dalmeri, G. (1997): Holocene palaeoclimatic fluctuations recorded by stalagmites: Grotta di Ernesto (northeastern Italy). En *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology*, Switzerland – Vol. 1, 77–80

FRISIA, S., Borsato, A., Fairchild, I. J. y McDermott, F. (2000): Calcite fabrics, growth mechanisms, and environments of formation in speleothems from the Italian Alps and Southwestern Ireland. *Journal of Sedimentary Research*, **70**: 1183–1196

FRISIA, S., Borsato, A., Preto, N. y McDermott, F. (2003): Late Holocene annual growth in three Alpine stalagmites records the influence of solar activity and the North Atlantic Oscillation on winter climate. *Earth and Planetary Science Letters*, **216**: 411–424

FRUMKIN, A., Magaritz, M., Carmi, I. y Zak, I. (1991): The Holocene climatic record of the salt caves of Mount Sedom, Israel. *The Holocene*, **1**: 191–200

FRUMKIN, A., Ford, D. C. y Schwarcz, H. P. (1999): Continental oxygen isotopic record of the last 170,000 years in Jerusalem. *Quaternary Research*, **51**: 317–327

FULLER, L., Baker, A., Fairchild, I., Rowe, P., Marca-Bell, A., Spötl, C. y Matthey, D. (2006): High-resolution stable isotope climate record from two annually laminated Holocene stalagmites in NW Scotland. En: Onac, Tamas, Constantin y Persoiu (editores) *Archives of Climate Change in Karst, Karst Waters Institute Special Publication* **10**: 116–118

GALLUP, C. D., Cheng, H., Taylor, F. W. y Edwards, R. L. (2002): Direct determination of the timing of sea level change during termination II. *Science*, **295**: 310–313

GASCOYNE, M. (1983): Trace-element partition coefficients in the calcite–water system and their paleoclimatic significance in cave studies. *Journal of Hydrology*, **61**: 213–222

GASCOYNE, M. (1985): Application of the $^{227}\text{Th}/^{230}\text{Th}$ method to dating Pleistocene carbonates and comparison with other dating methods. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**:

1165-1171

GASCOYNE, M. (1992): Palaeoclimate determination from cave calcite deposits. *Quaternary Science Reviews*, **11**: 609-632

GASCOYNE, M., Benjamin, G. J., Schwarcz, H. P. y Ford, D. C. (1979): Sea-level lowering during the Illinoian glaciation: Evidence from a Bahama "Blue-Hole". *Science*, **205**: 806-808

GASCOYNE, M., Schwarcz, H. P. y Ford, D. C. (1980): A paleotemperature curve for the Mid-Wisconsin in Vancouver Island. *Nature*, **285**: 474-476

GASCOYNE, M., Ford, D. C. y Schwarcz, H. P. (1981a): Late Pleistocene chronology and paleoclimate of Vancouver Island determined from cave deposits. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **18**: 1643-1652

GASCOYNE, M., Curren, A. P. y Lord, T. C. (1981b): Ipswichian fauna of Victoria Cave and the marine paleoclimate record. *Nature*, **294**: 652-654

GASCOYNE, M. y Nelson, D. E. (1983): Growth mechanisms of recent speleothems from Castleguard Cave, Columbia Icefields, Alberta, Canada, inferred from a comparison of uranium-series and carbon-14 age data. *Arctic and Alpine Research*, 537-542

GASCOYNE, M., Schwarcz, H. P. y Ford, D. C. (1983a): Uranium-series ages of speleothem from north-west England: Correlation with Quaternary climate. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **B301**: 143-164

GASCOYNE, M., Ford, D. C. y Schwarcz, H. P. (1983b): Rates of cave and landform development in the Yorkshire Dales from speleothems age data. *Earth Surface Processes and Landforms*, **8**: 557-568

GAT, J.R. (1980): The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation. En: Fritz, P. y Fontes, J.Ch. (editores), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam: 21-47

GENTY, D. y Quinif, Y. (1996): Annually laminated sequences in the internal structure of some Belgian stalagmites - Importance for paleoclimatology. *Journal of Sedimentary Research*, **66**(1): 275-288

GENTY, D., Baker, A. y Barnes, W. (1997): Comparaison entre les lamines luminescentes et les lamines visibles annuelles de stalagmites. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, **325**: 193-200

GENTY, D., Plagnes, V., Causse, C., Cattani, O., Stievenard, M., Falourd, S., Blamart, D., Ouahdi, R. y Van-Exter, S. (2002): Fossil water in large stalagmite voids as a tool for paleoprecipitation stable isotope composition reconstitution and paleotemperature calculation. *Chemical Geology*, **184**: 83-95

GIBBARD, P.L. y van Kolfschoten, T. (2004): The Pleistocene and Holocene epochs. En Gradstein, Ogg y Smith (editores) *A geologic time scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge

GINÉS, J., Tuccimei, P., Fornós, J. J., Ginés, Á., Gràcia, F. y Vesica, P. (2002): Los espeleotemas

freáticos de las cuevas costeras de Mallorca: su contribución al estudio del Cuaternario. *Boletín Sedec*, **3**: 76–88

GOEDE, A. (1994): Continuous early last glacial palaeoenvironmental record from a Tasmanian speleothem based on stable isotope and minor element variations. *Quaternary Science Reviews*, **13**: 283–291

GONZÁLEZ, L. A. (1993): Reply. Inorganic calcite morphology: roles of fluid chemistry and fluid flow–Reply to response to reply to discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**: 1163–1164

GONZÁLEZ, L. A., Carpenter, S. J. y Lohmann, K. C. (1992): Inorganic calcite morphology: roles of fluid chemistry and fluid flow. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62(3)**: 382–399

GONZÁLEZ, L. A., Carpenter, S. J. y Lohmann, K. C. (1993): Inorganic calcite morphology: roles of fluid chemistry and fluid flow–Reply. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**: 562–563

GONZÁLEZ, L. A. y Gómez, R. (2002): High resolution speleothem paleoclimatology of northern Venezuela: A progress report. *Boletín de la Sociedad Venezolana de Espeleología*, **36**: 51–53

GORDON, D., Smart, P.L., Ford, D.C., Andrews, J.N., Atkinson, T.C., Rowe, P.J. y Christopher, N.S.J. (1989): Dating of late Pleistocene interglacial and interstadial periods in the United Kingdom from speleothem growth frequency. *Quaternary Research*, **31**: 14–26

GOSLAR, T., Hercman, H. y Pazdur, A. (2000): Comparison of U-series and radiocarbon dates of speleothems. *Radiocarbon*, **42**: 403–414

GRADZIŃSKI, M., Rospondek, M. y Szulc, J. (1997): Environmental controls of origin of the annually varved calcite speleothems. En Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, 1997, Switzerland, 81–84

GROSSMAN, E.L. y Ku, T.L. (1986): Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: Temperature effect. *Chemical Geology*, **59**: 59–74

GRÜN, R. (1989): *Die ESR-Altersbestimmungsmethode*. Springer Verlag, Heidelberg

GUY, R. D., Reid, D. M. y Krouse, H. R. (1980): Shifts in carbon isotope ratios of two C₃ halophytes under natural and artificial conditions. *Oecologia*, **44**: 241–247

HARMON, R. S., Thompson, P., Schwarcz, H. P. y Ford, D. C. (1975): Uranium-series dating of speleothems. *Bulletin of the National Speleological Society*, **37**: 21–33

HARMON, R. S., Schwarcz, H. P. y Ford, D. C. (1978a): Stable isotope geochemistry of speleothems and cave waters from the Flint Ridge–Mammoth Cave System, Kentucky: Implications for terrestrial climate change during the period 230,000 to 100,000 years B.P. *Journal of Geology*, **86**: 373–384

HARMON, R. S., Thompson, P., Schwarcz, H. P. y Ford, D. C. (1978b): Late Pleistocene paleoclimates of North America as inferred from stable isotope studies of speleothems. *Quaternary Research*, **9**: 54–70

HARMON, R. S., Schwarcz, H. P. y Ford, D. C. (1978c): Late Pleistocene sea level history of

Bermuda. *Quaternary Research*, **9**: 205–218

HARMON, R. S., Schwarcz, H. P., Ford, D. C. y Koch, D. L. (1979a): An isotopic paleotemperature record for Late Wisconsin time in northeast Iowa. *Geology*, **7**: 430–433

HARMON, R. S., Schwarcz, H. P. y O`Neil, J. (1979b): D/H ratios in speleothem fluid inclusions: a guide to variations in the isotopic composition of meteoric precipitation? *Earth and Planetary Science Letters*, **42**: 254–266

HARMON, R. S. y Schwarcz, H. P. (1981): Changes of ^2H and ^{18}O enrichment of meteoric water and Pleistocene glaciation. *Nature*, **290**: 125–128

HARMON, R. S., Land, L. S., Mitterer, R. M., Garrett, P., Schwarcz, H. P. y Larson, G. (1981): Bermuda sea level during the last interglacial. *Nature*, **289**: 481–483

HARRISON, S. P. y Digerfeldt, G. (1993): European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Quaternary Science Reviews*, **12**: 233–248

HAYS, P.D. y Grossman, E.L. (1991): Oxygen isotopes in meteoric calcite cements as indicators of continental paleoclimate. *Geology*, **19**: 441–444

HENDY, C. H. (1969): *The isotopic geochemistry of speleothems and its application to the study of past climates*. Victoria University, Wellington, Nueva Zelanda

HENDY, C. H. (1971): The isotopic geochemistry of speleothems—I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as palaeoclimatic indicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **35**: 801–824

HENDY, C. H. y Wilson, A. T. (1968): Paleoclimatic Data from Speleothems. *Nature*, **219**: 48–51

HENNIG, G. J., Grün, R. y Brunnacker, K. (1983): Speleothems, travertines, and paleoclimates. *Quaternary Research*, **20**: 1–29

HERCMAN, H. (2000): Reconstruction of palaeoclimatic changes in central Europe between 10 and 200 thousand years BP, based on analysis of growth frequency of speleothems. *Studia Quaternaria*, **17**: 35–70

HERCMAN, H., Bella, P., Gradziński, M., Glazek, J. y Lauritzen, S. E. (1997): The antiquity of the famous Demianowska Caves (Slovakia). *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, Switzerland*, **1**: 85–86

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1944): *Fisiografía, geología y glaciario cuaternario en las montañas de Reinosa*. Memorias de la Real Academia de Ciencias Físicas, Exactas y Naturales, serie Ciencias Naturales. Madrid

HUNTLEY, B. y Prentice, I. C. (1993): Holocene vegetation and climates of Europe. En WRIGHT, H. E. Jr., KUTZBACH, J. E., WEBB, T. I., RUDDIMAN, W. F., STREET-PERROTT, F. A. y BARTHEIN, P. J. e. (ed.) *Global climates since the Last Glacial Maximum*, University of Minnesota Press, Minneapolis, 136–168

HURRELL, J.W. (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures

and precipitation. *Science*, **269**: 676–679

IAEA (2002): *Búsqueda en bases de datos*, <http://isohis.iaea.org/search.asp>

IKEYA, M. (1975): Dating a stalactite by EPR. *Nature*, **255**:48–50

IMBRIE *et al.* (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. En BERGER *et al.* (ed.) *Milankovitch and Climate, part 1*, Plenum Reidel, Dordrecht: 269–305

IMBRIE, J. *et al.* (1990): SPECMAP Archives. *IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series # 90-001*. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA. <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data>

IPCC – GRUPO INTERGUBERNAMENTAL DE EXPERTOS SOBRE EL CAMBIO CLIMÁTICO (1992). *Cambio climático. Evaluación Científica del IPCC*. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid

IVANOVICH, M. y Harmon, R. S. (1992): *Uranium-series Disequilibrium: Applications to Earth, Marina, and Environmental Sciences*. Clarendon Press, Oxford

JACKSON, E.D. (1969): Chemical variations in co-existing chromite and olivine in chromite zones of the Stillwater complex. *Economic Geology Monograph*, **4**: 41–71

JALUT, G., Esteban Amat, A., Riera i Mora, S., Fontugne, M., Mook, R., Bonnet, L. y Gauquelin, T. (1997): Holocene climatic changes in the western Mediterranean: installation of the Mediterranean climate. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Series IIA – Earth and Planetary Science*, **325**: 327–334

JIMÉNEZ DE CISNEROS, C., Caballero, E., Vera J.A., Durán, J. J. y Juliá, R. (2003): A record of Pleistocene climate from a stalactite, Nerja Cave, southern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **189**: 1–10

JIMÉNEZ LÓPEZ, C. (1999): *Comportamiento químico e isotópico durante el proceso de precipitación de calcita*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada

JOHNSEN, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Andersen, U., Andersen, K.K., Hvidberg, C.S., Dahl-Jensen, D., Steffensen, J.P., Shoji, H., Sveinbjörnsdóttir, A.E., White, J.W.C., Jouzel, J. y Fisher, D. (1997): The $\delta^{18}\text{O}$ record along the Greenland ice Core project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability. *Journal of Geophysical Research*, **102**: 26397–26410.

JOUZEL, J., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Bender, M., Chappellaz, J., Genthon, C., Kotlyakov, V. M., Lipenkov, V., Lorius, C., Petit, J. R., Raynaud, D., Raisbeck, G., Ritz, C., Sowers, T., Stievenard, M., Yiou, P. y Yiou, P. (1993): Extending the Vostok ice-core record of palaeoclimate to the penultimate glacial period. *Nature*, **364**: 407–412

JULIVERT (1967). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo (hoja 200.000 nº11, Reinosa)

KARNER, D. B. y Muller, R. A. (2000): A causality problem for Milankovitch. *Science*, **288**: 2143–2144

- KAUFMAN, A. (1971): U-series dating of Dead Sea Basin carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **35**: 1269–1281
- KAUFMAN, A. y Broecker, W. S. (1965): Comparison of Th²³⁰ and C¹⁴ ages for carbonate materials from lakes Lahontan and Bonneville. *Journal of Geophysical Research*, **70**: 4039–4054
- KENDALL, A.C. (1977): Discussion. Calcite and aragonite fabrics, Carlsbad Caverns: by R.L. Folk and Riccardo Assereto, Jour. Sed. Petrology, V. 46, P. 486–496. *Journal of Sedimentary Petrology*, **47**: 1397–1400
- KENDALL, A. C. (1993): Columnar calcite in speleothems: Discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**(3): 550–552
- KENDALL, A. C. y Broughton, P. L. (1978): Origin of fabrics in speleothems composed of columnar calcite crystals. *Journal of Sedimentary Petrology*, **48**: 519–538
- KHLAPIN, V. G. (1926): *Dokl. Akademia Nauk*, **178**
- KIM, S.-T. y O'Neil, J. R. (1997): Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**: 3461–3475
- KLOTZ, S., Guiot, J. y Mosbrugger, V. (2003): Continental European Eemian and early Würmian climate evolution: comparing signals using different quantitative reconstruction approaches based on pollen. *Global and Planetary Change*, **36**: 277–294
- KUKLA, G. J., Bender, M. L., de Beaulieu, J.-L., Bond, G., Broecker, W. S., Cleveringa, P., Gavin, J. E., Herbert, T. D., Imbrie, J., Jouzel, J., Keigwin, L. D., Knudsen, K.-L., McManus, J. F., Merkt, J., Muhs, D. R., Müller, H., Poore, R. Z., Porter, S. C., Seret, G., Shackleton, N. J., Turner, C., Tzedakis, P. C. y Winograd, I. J. (2002): Last interglacial climates. *Quaternary Research*, **58**: 2–13
- LABONNE, M., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B. y Goy, J. L. (2002): Multi-isotopic age assessment of dirty speleothem calcite: an example from Altamira Cave, Spain. *Quaternary Science Reviews*, **21**: 1099–1110
- LANDWEHR, J. M., Coplen, T. B., Ludwig, K. R., Winograd, I. J. y Riggs, A. C. (1997): Data for Devils Hole core DH-11. *U.S. Geological Survey, Open-File Report 97-792*:
- LARSEN, E., Sejrup, H. P., Johnsen, S. J. y Knudsen, K. L. (1995): Do Greenland ice cores reflect NW European interglacial climate variations? *Quaternary Research*, **43**: 125–132
- LATHAM, A. G., Schwarcz, H. P. y Ford, D. C. (1979): Palaeomagnetism of stalagmite deposits. *Nature*, **280**: 383–385
- LATHAM, A. G., Schwarcz, H. P. y Ford, D. C. (1986): The paleomagnetism and U-Th dating of Mexican stalagmite, DAS2. *Earth and Planetary Science Letters*, **79**: 195–207
- LATHAM, A. G., Ford, D. C., Schwarcz, H. P. y Birchall, T. (1989): Secular variation from Mexican stalagmites: their potential and problems. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, **56**: 34–48

LAURITZEN, S.-E. (1993): Natural Environmental Change in Karst: The Quaternary Record. En WILLIAMS, P. W. (ed.) Karst Terrains, Environmental Changes, Human Impact, Catena Verlag, Cremlingen, Germany: 21-40

LAURITZEN, S.-E. (1995): High-resolution paleotemperature proxy record for the last interglaciation based on Norwegian speleothems. *Quaternary Research*, **43**: 133-146

LAURITZEN, S.-E., Haugen, J. E., Lovlie, R. y Gilje-Nielsen, H. (1994): Geochronological potential of isoleucine epimerization in calcite speleothems. *Quaternary Research*, **41**: 52-58

LAURITZEN, S.-E. y Lundberg, J. (1999a): Speleothems and climate: a special issue of *The Holocene*. *The Holocene*, **9**: 643-647

LAURITZEN, S.-E. y Lundberg, J. (1999b): Calibration of the speleothem delta function: an absolute temperature record for the Holocene in northern Norway. *The Holocene*, **9**: 659-669

LAURITZEN, S.-E. y Onac, B. P. (1999): Isotopic stratigraphy of a last interglacial stalagmite from northwestern Romania: Correlation with the deep-sea record and northern-latitude speleothem. *Journal of Cave and Karst Studies*, **61**: 22-30

LI, T., Yuan, D., Li, H., Wang, J., Wang, X., Qin, J., Zhang, M., Lin, Y. y Yang, Y. (2006): High-resolution climate variability of northeastern Chongqing, China, during 60-70 ka reflected by a stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ record from Xinyan Cave. En: Onac, Tamas, Constantin y Persoiu (editores) *Archives of Climate Change in Karst, Karst Waters Institute Special Publication* **10**: 135-136

LI, W.-X., Lundberg, J., Dickin, A. P., Ford, D. C. y Schwarcz, H. P. (1989): High-precision mass-spectrometric uranium-series dating of cave deposits and implications for palaeoclimate studies. *Nature*, **339**: 534-536

LIN, J. C., Broecker, W. S., Anderson, R. F., Hemming, S., Rubenstone, J. L. y Bonani, G. (1996): New ^{230}Th -U and ^{14}C ages from Lake Lahontan carbonates, Nevada, USA, and a discussion of the origin of initial thorium. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**: 2817-2832

LINGE, H., Lauritzen, S.-E., Lundberg, J. y Berstad, J. M. (2001a): Stable isotope stratigraphy of Holocene speleothems: examples from a cave system in Rana, northern Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **167**: 209-224

LINGE, H., Lauritzen, S.-E. y Lundberg, J. (2001b): Stable isotope stratigraphy of a late last interglacial speleothem from Rana, Northern Norway. *Quaternary Research*, **56**: 155-164

LOTOTSKAYA, A., Ziveri, P., Ganssen, G.M. y van Hinte, J.E. (1998): Calcareous nannofloral response to Termination II at 45°N, 25°W (northeast Atlantic). *Marine Micropaleontology*, **34**: 47-70

LOTOTSKAYA, A. y Ganssen, G. M. (1999): The structure of Termination II (penultimate deglaciation and Eemian) in the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, **18**: 1641-1654

LUDWIG, K. R., Simmons, K. R., Szabo, B. J., Winograd, I. J., Landwehr, J. M., Riggs, A. C. y Hoffman, R. J. (1992): Mass-spectrometric ^{230}Th - ^{234}U - ^{238}U dating of the Devils Hole calcite vein. *Science*, **258**: 284-287

LUNDBERG, J., Ford, D. C. y Hill, C. A. (2000): A preliminary U-Pb date on Cave Spar, Big Canyon, Guadalupe Mountains, New Mexico, USA. *Journal of Cave and Karst Studies*, **62**: 144-148

MARTÍN-CHIVELET, J., Turrero, M. J., Muñoz, M. B., Domínguez Villar, D. (2004): Los espeleotemas como indicadores de Cambio Climático. *Cubía*, **7**: 29-32

MARTÍN-CHIVELET, J., Muñoz-García, M.B., Domínguez-Villar, D., Turrero, M.J., Ortega, A.I. (2006): Comparative analysis of stalagmites from two caves of northern Spain. Implications for Holocene paleoclimate studies. *Geologica Belgica*. **9(3-4)**: 323-335

MATTEY, D., Lowry, D., Fisher, R., Duffet, J., Latin, J-P., Ainsworth, M., Balestrino, J., Durell, R., McCarthy, J. y de la Paz, H. (2006): Seasonal changes in the isotopic composition of cave air, water and speleothem calcite in New St. Michaels Cave, Gibraltar: unwanted noise or a tool for decoding speleothem climate records? En Onac, Tamas, Constantin, Persoiu (editores) *Archives of climate change in karst*, Karst Waters Institute, Special Publication, **10**: 144-146

MATTHEWS, A., Ayalon, A. y Bar-Matthews, M. (2000): D/H ratios of fluid inclusions of Soreq cave (Israel) speleothems as a guide to the Eastern Mediterranean Meteoric Line relationships in the last 120 ky. *Chemical Geology*, **166**: 183-191

McCREA, J. M. (1950): On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *The Journal of Chemical Physics*, **18**: 849-857

McDERMOTT, F. (2004): Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews*, **23**: 901-918

McDERMOTT, F., Frisia, S., Huang, Y., Longinelli, A., Spiro, B., Heaton, T. H. E., Hawkesworth, C. J., Borsato, A., Keppens, E., Fairchild, I. J., van der Borg, K., Verheyden, S. y Selmo, E. (1999): Holocene climate variability in Europe: Evidence from $\delta^{18}\text{O}$, textural and extension-rate variations in three speleothems. *Quaternary Science Reviews*, **18**: 1021-1038

McDERMOTT, F., Matthey, D. P. y Hawkesworth, C. (2001): Centennial-scale Holocene climate variability revealed by a high-resolution speleothem $\delta^{18}\text{O}$ record from SW Ireland. *Science*, **294**: 1328-1331

MCDONALD, J., Drysdale, R., Hill, D., Chisari, R. y Wong, H. (2006): The influence of bedrock depth on the hydrochemistry of cave drip waters from a karst system in Southeastern Australia. En ONAC, B. P., TAMAS, T., CONSTANTIN, S. y PERSOIU, A. e. (ed.) *Archives of climate change in karst*, Karst Waters Institute, Special Publication 10, Rumania: 16-19

MEADOWS, J. W., Armani, R. J., Callis, E. L. y Essling, A. M. (1980): Half-life of ^{230}Th . *Physical Reviews*, **C22**: 750-754

MORENO, A., Nave, S., Kuhlmann, H., Canals, M., Targarona, J., Freudenthal, T. y Abrantes, F. (2002): Productivity response in the North Canary Basin to climate changes during the last 250 000 yr: a multi-proxy approach. *Earth and Planetary Science Letters*, **196**: 147-159

MUÑOZ GARCÍA, M.B. (2002): *Microestratigrafía y Geocronología de Espeleotemas Recientes*. Trabajo presentado para la obtención de la Suficiencia Investigadora y el Diploma de Estudios

Avanzados. Universidad Complutense de Madrid.

MUÑOZ-GARCÍA, M. B., Rossi, C., Martín-Chivelet, J., Ford, D. C. y Schwarcz, H. P. (2002): Isotopic record of a Holocene stalagmite from Cueva del Cobre (Cantabrian Mountains, N Spain): paleoclimatic implications. En: *Resúmenes de The International Workshop on Cave Climate and Paleoclimate – Best Record of the Global Change, Stara Zagora (Bulgaria), septiembre de 2002*.

MUÑOZ, M. B., Martín-Chivelet, J., Rossi, C. (2004a): Implicaciones paleoclimáticas de la distribución geocronológica de espeleotemas en la Cueva del Cobre (Palencia). *Geogaceta* **35**: 179-182

MUÑOZ-GARCÍA, M. B., Martín-Chivelet, J., Rossi, C., Schwarcz, H. P. y Ford, D. C. (2004b): Dating late Pleistocene stalagmites in Cueva del Cobre (N Spain): problems for characterizing the Eemian. En: *Resúmenes de Les series sédimentaires endokarstiques. Mémoires de l' environnement. Han-sur-Lesse (Belgica), noviembre de 2004*.

MUÑOZ-GARCÍA, M. B., Martín-Chivelet, J., Rossi, C., Schwarcz, H. P. y Ford, D. C. (2006): Microstratigraphic logs: a method for improving time correlation of speleothems for paleoclimatic studies. En Onac, Tamas, Constantin, Persoiu (editores) *Archives of climate change in karst*, Karst Waters Institute, Special Publication, **10**: 60-62.

MUÑOZ-GARCÍA, M. B., Martín-Chivelet, J., Rossi, C., Ford, D. y Schwarcz, H. P. (2007): Chronology of Termination II and the Last Interglacial Period in North Spain based on stable isotope records of stalagmites from Cueva del Cobre (Palencia) *Journal of Iberian Geology*, **33**(1): (en prensa)

MUSGROVE, M., Banner, J. L., Mack, L. E., Combs, D. M., James, E. W., Cheng, H. y Edwards, R. L. (2001): Geochronology of late Pleistocene to Holocene speleothems from central Texas: Implications for regional paleoclimate. *Geological Society of America Bulletin*, **113**: 1532-1543

NEFF, U., Burns, S. J., Mangini, A., Mudelsee, M., Fleitmann, D. y Matter, A. (2001): Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago. *Nature*, **411**: 290-293

NIGGEMANN, S., Mangini, A., Richter, D. K. y Wurth, G. (2003a): A paleoclimate record of the last 17,600 years in stalagmites from the B7 cave, Sauerland, Germany. *Quaternary Science Reviews*, **22**: 555-567

NIGGEMANN, S., Mangini, A., Mudelsee, M., Richter, D. K. y Wurth, G. (2003b): Sub-Milankovitch climatic cycles in Holocene stalagmites from Sauerland, Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, **6844**: 1-9

OJALA, A.E.K. y Alenius, T. (2005): 10 000 years of interannual sedimentation recorded in the Lake Nautajärvi (Finland) clastic-organic varves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **219**: 285-302

O'LEARY, M. H. (1981): Carbon isotope fractionation in plants. *Phytochemistry*, **20**: 553-567

O' NEIL, J.R., Clayton, R.N. y Mayeda, T.K. (1969): Oxygen Isotope Fractionation in Divalent Metal Carbonates. *Journal of Chemical Physics*, **51**(12): 5547-5558

PETIT J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis J., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E. y Stievenard M. (1999): Climate and Atmospheric History of the Past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica. *Nature*, **399**: 429–436

PETIT, J.R. *et al.* (2001): *Vostok Ice Core Data for 420,000 Years*, IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series #2001-076. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA. <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data>

PFISTER, C., Luterbacher, J., Schwarz-Zanetti, G. y Wegmann, M. (1998): Winter air temperature variations in western Europe during the early and high Middle Ages (AD 750–1300). *The Holocene*, **8**: 535–552

PROCTOR, C. J., Baker, A., Barnes, W. L. y Gilmour, M. A. (2000): A thousand year speleothem proxy record of North Atlantic climate from Scotland. *Climate Dynamics*, **16**: 815–820

PROCTOR, C. J., Baker, A. y Barnes, W. L. (2002): A three thousand year record of North Atlantic climate. *Climate Dynamics*, **19**: 449–454

PRZYBYLOWICZ, W., Schwarcz, H. P. y Latham, A. G. (1991): Dirty calcite 2: U-series dating of artificial calcite–detritus mixtures. *Chemical Geology*, **86**: 161–178

QIAN, W. y Zhu, Y. (2002): Little Ice Age climate near Beijing, China, inferred from historical and stalagmite records. *Quaternary Research*, **57**: 109–119

QIN, X., Tan, M., Liu, T., Wang, X., Li, T. y Lu, J. (1999): Spectral analysis of a 1000-year stalagmite lamina-thickness record from Shihua Cavern, Beijing, China, and its climatic significance. *The Holocene*, **9**: 689–694

QUINIF, Y. y Maire, R. (2004): Calcite and aragonite in speleothems – Consequences on radioisotopes geochemistry. En: *Resúmenes de Les series sédimentaries endokarstiques. Mémoires de l' environnement. Han-sur-Lesse (Belgica), novembre de 2004.*

RAILSBACK, L. B. (2000): An atlas of speleothem microfabrics.
<http://www.gly.uga.edu/railsback/speleoatlas/SAindex1.html>

RAILSBACK, L. B., Dabous, A. A., Osmond, J. K. y Fleisher, C. J. (2002): Petrographic and geochemical screening of speleothems for U-series dating: an example from recrystallized speleothems from Wadi Sannur Cavern, Egypt. *Journal of Cave and Karst Studies*, **62(2)**: 108–116

RAYLEIGH, J. (1896): Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philosoph. Mag.*, **42**: 77–107

REPINSKI, P., Holmgren, K., Lauritzen, S. E. y Lee-Thorp, J. A. (1999): A late Holocene climate record from a stalagmite, Cold Air Cave, Northern Province, South Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **150**: 269–277

RICHARDS, D. A. y Dorale, J. A. (2003): Uranium series chronology and environmental applications of speleothems. En BOURDON, B., HENDERSON, G. M., LUNDSTROM, C. C. y TURNER, S. P. (ed.) *Uranium-series geochemistry*, 407–460

RIVAS MARTÍNEZ (1987): *Mapa de Series de Vegetación de España 1:400.000*

ROBERTS, N. (1998): *The Holocene. An Environmental History*. 2ª edición. Blackwell, Londres.

ROMANEK, C., Grossman, E. y Morse, E. (1992): Carbon isotopic fractionation in synthetic calcite, effects of temperature and precipitation rate. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **56**: 419–430

ROSSI, C., Muñoz, A. y Cortel, A. (1997): Cave development along the water table in Cobre System (Sierra de Peñalabra, Cantabrian Mountains, N Spain). En Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, 1997, Switzerland: 179–182

ROWE, p., Marca-Bell, A. y Dennis, P. (2006): Measurement of stable isotopes in speleothem fluid inclusions by continuous flow mass spectrometry. En: Onac, Tamas, Constantin y Persoiu (editores) *Archives of Climate Change in Karst, Karst Waters Institute Special Publication* **10**: 64

RUIZ DEL CASTILLO, J. (1993): *Análisis palinológico de nueve perfiles turbosos cuaternarios en el Sector Oriental del Sistema Central Español*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid

SÁNCHEZ-GOÑI, M. F., Eynaud, F., Turon, J. L. y Shackleton, N. J. (1999): High resolution palynological record off the Iberian margin: Direct land-sea correlation for the Last Interglacial complex. *Earth and Planetary Science Letters*, **171**: 123–137

SÁNCHEZ-GOÑI, M.F. y d'Errico, F. (2005): La historia de la vegetación y el clima del último ciclo climático (OIS5-OIS1, 140.000–10.000 años BP) en la Península Ibérica y su posible impacto sobre los grupos paleolíticos. *Monografías (Museo de Altamira)*, **20**: 115–129

SCHULZ, M. y Stattegger, K. (1997): Spectrum: Spectral analysis of unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences*, **23**: 929–945

SCHWARCZ, H. P. (1979): Uranium series dating of contaminated travertines: a two component model. *Technical Memorandum*, **79-1**: McMaster University, Hamilton, Ontario

SCHWARCZ, H. P. (1980): Uranium series dating of speleothems from archaeological sites. *Archaeometry*, **22**: 3–24

SCHWARCZ, H. P. (1986): Geochronology and isotopic geochemistry of speleothems. En FRITZ, P. y FONTES, J. Ch. (ed.) *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam: 271–303

SCHWARCZ, H. P., Harmon, R. S., Thompson, P. y Ford, D. C. (1976): Stable isotope studies of fluid inclusions in speleothems and their paleoclimatic significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **40**: 657–665

SCHWARCZ, H. P., Gascoyne, M. y Harmon, R. S. (1982): Applications of U-series dating to problems of Quaternary climate. En IVANOVICH, M. y HARMON, R. S. (ed.) *Uranium series disequilibrium: Applications to environmental problems*, Clarendon Press, Oxford

SCHWARCZ, H. P. y Latham, A. G. (1989): Dirty calcites 1. Uranium-series dating of contaminated calcite using leachates alone. *Chemical Geology*, **80**: 35–43

SEREFIDDIN, F., Schwarcz, H. P., Ford, D. C. y Baldwin, S. (2004): Late Pleistocene paleoclimate in the Black Hills of South Dakota from isotope records in speleothems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **203**: 1–17

SHACKLETON, N. J. y Opdyke, N. D. (1973): Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28–238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10 5 year and 10 6 year scale. *Quaternary Research*, **3**: 39–55

SHACKLETON, N. J., Chapman, M., Sánchez-Goñi, M. F., Pailler, D. y Lancelot, Y. (2002): The classic Marine Isotope Substage 5e. *Quaternary Research*, **58**: 14–16

SHACKLETON, N. J., Sánchez-Goñi, M. F., Pailler, D. y Lancelot, Y. (2003): Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial. *Global and Planetary Change*, **36**: 151–155

SHEN, C.-C., Edwards, R. L., Cheng, H., Dorale, J. A., Thomas, R. B., Moran, S. B., Weinstein, S. E. y Edmonds, H. N. (2002): Uranium and thorium isotopic and concentration measurements by magnetic sector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Chemical Geology*, **185**: 165–178

SHOPOV, Y. Y. (1997): Speleothem records of environmental changes in the past – potential in comparison with the other paleoenvironmental archives and related UIS international programs. *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, Switzerland*, **vol.1**: 103–104

SHOPOV, Y. Y. (2001): Luminescence of cave minerals. *Boletín de la Sociedad Venezolana de Espeleología*, **35**: 27–33

SHOPOV, Y. Y., Ford, D. C. y Schwarcz, H. P. (1994): Luminescent microbanding in speleothems: High-resolution chronology and paleoclimate. *Geology*, **22**: 407–410

SOMMER, M.A. y Rye, M. (1978): Oxygen and carbon isotope internal thermometry using benthic calcite and aragonite foraminifera pairs. En: *Shorts papers 4th International Conference Geochronology Cosmochemistry Isotope Geology, USGS, Open File Report*, **78 (701)**: 408–410

SONDAG, F., van Ruymbeke, M., Soubies, F., Santos, R., Somerhausen, A., Seidel, A. y Boggiani, P. (2003): Monitoring present day climatic conditions in tropical caves using an Environmental Data Acquisition System (EDAS). *Journal of Hydrology*, **273**: 103–118

SOTO, L.R., y van Beynen, P. (2006): Reconstruction of Late Holocene precipitation for west-central Florida as derived from isotopes in speleothems. En: Onac, Tamas, Constantin y Persoiu (editores) *Archives of Climate Change in Karst, Karst Waters Institute Special Publication* **10**: 166–167

SPÖTL, C. y Mangini, A. (2002): Stalagmite from the Austrian Alps reveals Dansgaard-Oeschger events during isotope stage 3: Implications for the absolute chronology of Greenland ice cores. *Earth and Planetary Science Letters*, **203**: 507–518

SPÖTL, C. y Mangini, A. (2006): Four centimetres of flowstone: climate change in a nutshell. . En: Onac, Tamas, Constantin y Persoiu (editores) *Archives of Climate Change in Karst, Karst Waters Institute Special Publication* **10**: 168

STOWE, L. G. y Teeri, J. A. (1978): The geographic distribution of C4 species of the

Dicotyledonae in relation to climate. *The American Naturalist*, **112**: 609–623

TALMA, A. S. y Vogel, J. C. (1992): Late Quaternary paleotemperatures derived from a speleothem from Congo Caves, Cape Province, South Africa. *Quaternary Research*, **37**: 203–213

TARUTANI, T., Clayton, R. N. y Mayeda, T. K. (1969): The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **33**: 987–996

TEERI, J. A. y Stowe, L. G. (1976): Climatic patterns and the distribution of C₄ grasses in North America. *Oecologia*, **23**: 1–12

TERRAL, J.-F. y Mengüel, X. (1999): Reconstruction of Holocene climate in southern France and eastern Spain using quantitative anatomy of olive wood and archaeological charcoal. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **153**: 71–92

THOMPSON, P., Ford, D. C. y Schwarcz, H. P. (1975): ²³⁴U/²³⁸U ratios in limestone cave seepage waters and speleothems from West Virginia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **39**: 661–669

THOMPSON, P., Schwarcz, H. P. y Ford, D. C. (1976): Stable isotope geochemistry, geothermometry, and geochronology of speleothems from West Virginia. *Geological Society of America Bulletin*, **87**: 1730–1738

TZEDAKIS, P. C., Frogley, M. R. y Heaton, T. H. E. (2003): Last Interglacial conditions in southern Europe: evidence from Ioannina, northwest Greece. *Global and Planetary Change*, **36** : 157–170

UREY, H. C. (1947): The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of Chemistry Society*, **1947**: 562–581

UREY, H. C. (1948): Oxygen isotopes in nature and in the laboratory. *Science*, **108**: 489

UREY, H. C., Epstein, S., McKinney, C. y McCrea, J. (1948): Method for measurement of paleotemperatures. *Bulletin of the Geological Society of America*, **59**: 1359–1360

VAKS, A., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Schilman, B., Gilmour, M., Hawkesworth, C. J., Frumkin, A., Kaufman, A. y Matthews, A. (2003): Paleoclimate reconstruction based on the timing of speleothem growth and oxygen and carbon isotope composition in a cave located in the rain shadow in Israel. *Quaternary Research*, **59**: 182–193

VAN DER GRAAFF, W. J. E. (1971): Three Upper Carboniferous, limestone-rich, high-destructive, delta systems with submarine fan deposits, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, **46**: 157–235

VERHEYDEN, S., Keppens, E., Fairchild, I. J., McDermott, F. y Weis, D. (2000): Mg, Sr and Sr isotope geochemistry of a Belgian Holocene speleothem: implications for paleoclimate reconstructions. *Chemical Geology*, **169**: 131–144

VONHOF, H.B., van Breukelen, M.R. y Postma, O. (2006): A continuous-flow crushing device for on-line $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ analysis of fluid inclusion water. En: Onac, Tamas, Constantin y Persoiu

(editores) *Archives of Climate Change in Karst, Karst Waters Institute Special Publication* **10**: 68

WAGNER, R.H., Carballeira, J., López-Rico, J. y Ambroset, T. (1984): *Mapa Geológico de España 1:50.000 (Serie Magna). Hoja nº 107 (Barruelo de Santullán)*. Instituto Geológico y Minero de España

WIGLEY, T. M. L. y Brown, M. C. (1976): The physics of caves. En FORD, D. C. y CULLINGFORD, C. H. D. (ed.) *The science of speleology*, Academic Press, Inc., Londres: 329–358

WILLARD, D.A., Bernhardt, C.E., Korejwo, D.A. y Meyers, S.R. (2005): Impact of millennial-scale Holocene climate variability on eastern North American terrestrial ecosystems: pollen-based climatic reconstruction. *Global and Planetary Change*, **47**: 17–35

WILLIAMS P.W. (1982): Speleothem dates, Quaternary terraces and uplift rates in New Zealand. *Nature*, **298**: 257–260

WINOGRAD, I. J. (2002): Evidence from uranium-series-dated speleothems for the timing of the penultimate deglaciation of northwestern Europe. *Quaternary Research*, **58**: 60–61

WINOGRAD, I. J., Coplen T.B., Landwehr, J. M., Riggs, A. C., Ludwig, K. R., Szabo, B. J., Kolesar, P. T. y Revesz, K. M. (1992): Continuous 500,000-year climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada. *Science*, **258**: 255–260

WINOGRAD, I. J., Landwehr, J. M., Ludwig, K. R., Coplen, T. B. y Riggs, A. C. (1997): Duration and structure of the past four interglaciations. *Quaternary Research*, **48**: 141–154

YLL, E.-I., Pérez-Obiol, R., Pantaleón-Cano, J. y Roure, J. M. (1997): Palynological evidence for climatic change and human activity during the Holocene on Minorca (Balearic Islands). *Quaternary Research*, **48**: 339–347

YUAN, D., Cheng, H., Edwards, R. L., Dykoski, C. A., Kelly, M. J., Zhang, M., Qing, J., Lin, Y., Wang, Y., Wu, J., Dorale, J. A., An, Z. y Cai, Y. (2004): Timing, duration, and transitions of the Last Interglacial Asian monsoon. *Science*, **304**: 575–578

ZHANG, R., Schwarcz, H.P. y Ford, D.C. (2006): Use of Helium flow in retrieving fluid inclusions from speleothems. En: Onac, Tamas, Constantin y Persoiu (editores) *Archives of Climate Change in Karst, Karst Waters Institute Special Publication* **10**: 72–75

ANEXO

ANEXO

En las siguientes tablas se presentan las series isotópicas de las diez estalagmitas estudiadas a lo largo de esta investigación.

En cada una de estas tablas se presenta la serie final interpolada y preparada que se ha utilizado en este estudio junto con los datos puros necesarios para iniciar otro tipo de interpolación o interpretación (figura I).

Las dos primeras columnas sitúan el punto medio de cada datación de U-Th respecto a la longitud de la estalagmita en milímetros.

La tercera columna indica en qué laboratorio se analizaron las muestras de isótopos estables: Universidad de McMaster (Canadá), Universidad de Minnesota (Estados Unidos) o Centro de Investigación del Zaidín (Granada).

La cuarta columna muestra la interpolación de edades que hemos realizado a lo largo de esta investigación y que se detalla en el texto de esta memoria (apartado 5.2). En esta columna, una edad sobre fondo naranja corresponde a una datación absoluta de U-Th realizada sobre la estalagmita en cuestión. Para realizar una interpolación lineal tradicional sólo deberían usarse estas edades. Los fondos rojos y verdes están relacionados con la correlación de columnas microestratigráficas realizada en el capítulo V de esta memoria. El fondo rojo corresponde a edades absolutas de U-Th obtenidas en otras estalagmitas y que, mediante correlación, se han situado con detalle sobre la estalagmita en cuestión. Por ejemplo, la edad sobre fondo rojo de la figura I (C7S) corresponde a la datación de la muestra C7-b procedente de su estalagmita siamesa. Las edades situadas sobre fondo verde son equivalentes a las anteriores pero no corresponden a dataciones absolutas sino a límites de tramos o eventos importantes reconocibles en la correlación microestratigráfica y que se asumen contemporáneos en todas las estalagmitas correlacionadas.

C7S
1/1

Edad espectr. U/Th (años BP)	mm desde la base	Laboratorio	Edad interpolada (años BP)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Media móvil $\delta^{13}\text{C}$	Media móvil $\delta^{18}\text{O}$	Tasas crecimiento (mm/ka)
	26	McMaster	3843	-7.89	-8.09	-7.70	-8.26	14
	22		4130	-6.90	-8.48	-7.90	-8.26	15
	18		4397	-8.91	-8.22	-8.02	-8.23	15
	14		4665	-8.26	-8.00	-8.95	-8.16	15
4932	10		4932	-9.67	-8.27	-9.11	-8.08	9
(+/-292)	7		5281					11
	6		5370	-9.40	-7.98	-9.11	-8.08	11
	2		5728	-8.25	-8.00			11
	0		5907					

Figura I.

Por último, el fondo azul en la cuarta columna (*Edad interpolada*) señala edades calculadas mediante interpolación lineal entre otras de fondo naranja, rojo o verde, que coinciden dentro del rango de error con alguna edad absoluta calculada en ese punto (figura II).

Edad espectr. U/Th (años BP)	mm desde la base	Laboratorio	Edad interpolada (años BP)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Media móvil $\delta^{13}\text{C}$	Media móvil $\delta^{18}\text{O}$	Tasas crecimiento (mm/ka)
	330	McMaster	123311	-6.32	-8.02	-6.20	-7.72	
	320		123757	-6.37	-7.81	-6.20	-7.72	22
129854	315		123980					22
(+/-12501)	310		124203	-6.15	-7.53	-6.66	-7.70	22
	300		124649	-6.86	-7.65	-6.92	-7.59	22
	290		125094	-7.60	-7.51	-6.95	-7.55	22

Figura II.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ siempre se refieren al estándar VPDB, se expresan en ‰ y tienen una precisión de 0,1‰. Las medias móviles se han calculado utilizando 3 ó 5 valores, según el caso, según se detalla en el apartado 5.6 de esta memoria.

Por último se incluyen las tasas de crecimiento en mm/ka.

Edad espectr. U/Th (años BP)	mm desde la base	Laboratorio	Edad interpolada (años BP)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Media móvil $\delta^{13}\text{C}$	Media móvil $\delta^{18}\text{O}$	Tasas crecimiento (mm/ka)
	656		80494					
91349	623		83219					12
(+/-1671)	598		85283	-3,99	-7,69			12
	594		85614	-3,13	-7,68			12
	590		85944	-3,69	-7,68	-4,13	-7,63	12
	586		86274	-4,65	-7,48	-4,22	-7,66	12
	582		86605	-5,18	-7,60	-4,10	-7,50	12
	578		86935	-4,43	-7,86	-4,41	-7,54	12
	573		87348	-2,57	-6,88	-4,18	-7,53	12
	572		87430	-5,21	-7,86	-3,81	-7,44	12
	568		87761	-3,51	-7,44	-3,62	-7,31	12
	564		88091	-3,31	-7,18	-4,00	-7,42	12
	560		88421	-3,51	-7,17	-3,87	-7,33	12
	556		88752	-4,46	-7,43	-3,93	-7,32	12
	552		89082	-4,55	-7,42	-4,02	-7,40	12
	548		89412	-3,80	-7,42	-4,11	-7,53	12
	546		89577	-3,80	-7,58	-3,87	-7,57	12
(+/-1251)	542		89908	-3,92	-7,82	-3,77	-7,63	12
90238	538		90238	-3,29	-7,62	-3,74	-7,68	12
	534		90568	-4,04	-7,70	-3,58	-7,73	12
	530		90899	-3,63	-7,67	-3,53	-7,73	12
	526		91229	-3,02	-7,85	-3,70	-7,73	12
	521		91642	-3,66	-7,81	-3,71	-7,73	12
	517		91972	-4,13	-7,62	-4,02	-7,75	12
	513		92302	-4,09	-7,68	-4,25	-7,77	12
	509		92633	-5,21	-7,80	-4,56	-7,78	12
	505		92963	-4,16	-7,96	-4,59	-7,83	12
	501		93293	-5,19	-7,86	-4,56	-7,84	12
	497		93624	-4,28	-7,85	-4,41	-7,85	12
	495		93789	-3,98	-7,71	-4,36	-7,84	12
	491		94119	-4,44	-7,89	-4,06	-7,81	12
	487		94449	-3,91	-7,87	-4,02	-7,76	12
	483		94780	-3,70	-7,72	-4,04	-7,74	12
	479		95110	-4,07	-7,63	-4,01	-7,74	12
	475		95440	-4,08	-7,60	-4,02	-7,70	12
	471		95771	-4,28	-7,88	-4,21	-7,71	12
	469		95936	-3,97	-7,66	-4,31	-7,71	12
	465		96266	-4,67	-7,80	-4,36	-7,74	12
	461		96596	-4,57	-7,62	-4,39	-7,70	12
	457		96927	-4,33	-7,73	-4,41	-7,72	12
	453		97257	-4,39	-7,67	-4,27	-7,77	12
	450		97505	-4,07	-7,77	-4,16	-7,85	12
	445		97918	-4,01	-8,05	-4,04	-7,86	12
	442		98165	-4,00	-8,04	-4,10	-7,91	12
	438		98496	-3,74	-7,79	-4,07	-7,90	12
	434		98826	-4,66	-7,89	-4,07	-7,82	12
	430		99156	-3,96	-7,71	-4,11	-7,72	12
	426		99487	-4,00	-7,69	-4,26	-7,72	12
	422		99817	-4,19	-7,53	-4,10	-7,69	12
	418		100147	-4,51	-7,80	-4,43	-7,70	12
	416		100312	-3,86	-7,70	-4,48	-7,68	12
	412		100643	-5,58	-7,78	-4,62	-7,71	12
	408		100973	-4,27	-7,60	-4,57	-7,68	12
	404		101303	-4,86	-7,66	-4,66	-7,65	12
	400		101634	-4,26	-7,67	-4,34	-7,62	12
(+/-1673)	396		101964	-4,33	-7,54	-4,37	-7,66	12
103120	382		103120					12
	368		104779	-3,96	-7,65	-4,29	-7,70	8
	366		105015	-4,46	-7,77	-4,50	-7,75	8

Minnesota

Edad espectr. U/Th (años BP)	mm desde la base	Laboratorio	Edad interpolada (años BP)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Media móvil $\delta^{13}\text{C}$	Media móvil $\delta^{18}\text{O}$	Tasas crecimiento (mm/ka)
364			105252	-4,43	-7,86	-4,73	-7,80	8
362			105488	-5,30	-7,95	-4,97	-7,85	8
360			105725	-5,50	-7,76	-4,97	-7,87	8
358			105962	-5,14	-7,93	-4,75	-7,89	8
356			106198	-4,46	-7,84	-4,63	-7,89	8
354			106435	-3,34	-7,96	-4,53	-7,93	8
352			106671	-4,69	-7,97	-4,51	-7,94	8
350			106908	-5,02	-7,95	-4,59	-7,98	8
349			107026	-5,05	-7,96	-4,81	-7,98	8
346			107381	-4,86	-8,06	-4,77	-7,99	8
344			107618	-4,43	-7,95	-4,57	-8,00	8
342			107854	-4,51	-8,05	-4,46	-8,03	8
340			108091	-4,00	-7,99	-4,42	-8,03	8
338			108328	-4,49	-8,11	-4,29	-8,02	8
336			108564	-4,67	-8,07	-4,11	-7,99	8
334			108801	-3,79	-7,89	-4,04	-7,97	8
332			109037	-3,58	-7,88	-4,07	-7,96	8
330			109274	-3,66	-7,88	-3,91	-7,92	8
328			109511	-4,65	-8,06	-4,13	-7,96	8
326			109747	-3,88	-7,91	-4,31	-8,00	8
325			109866	-4,87	-8,05	-4,39	-8,04	8
322			110220	-4,51	-8,12	-4,49	-8,05	8
320			110457	-4,04	-8,05	-4,71	-8,10	8
318			110694	-5,14	-8,13	-4,93	-8,17	8
316			110930	-5,00	-8,15	-5,21	-8,20	8
314			111167	-5,98	-8,39	-5,59	-8,27	8
312			111403	-5,87	-8,30	-5,57	-8,26	8
310			111640	-5,98	-8,36	-5,54	-8,28	8
308			111877	-5,04	-8,12	-5,33	-8,20	8
306			112113	-4,83	-8,24	-5,18	-8,14	8
304			112350	-4,94	-7,96	-4,91	-8,09	8
302			112586	-5,13	-8,02	-5,00	-8,10	8
300			112823	-4,59	-8,10	-5,14	-8,08	8
296			113296	-5,52	-8,16	-5,26	-8,15	8
294			113533	-5,54	-8,14	-5,25	-8,16	8
292			113769	-5,54	-8,35	-5,35	-8,24	8
290			114006	-5,05	-8,07	-5,43	-8,30	8
288			114243	-5,10	-8,48	-5,28	-8,29	8
286			114479	-5,93	-8,47	-5,19	-8,28	8
284			114716	-4,79	-8,10	-5,29	-8,27	8
282			114952	-5,09	-8,30	-5,15	-8,17	8
280			115189	-5,52	-8,00	-4,96	-8,13	8
278			115426	-4,41	-8,00	-4,93	-8,13	8
276			115662	-4,98	-8,23	-4,98	-8,17	8
274			115899	-4,64	-8,14	-5,07	-8,24	8
270			116372	-5,37	-8,48	-5,22	-8,28	8
268			116609	-5,94	-8,33	-5,09	-8,22	8
266			116845	-5,19	-8,24	-5,21	-8,20	8
264			117082	-4,31	-7,93	-5,17	-8,10	8
262			117318	-5,26	-8,03	-4,96	-8,07	8
260			117555	-5,13	-7,95	-4,90	-8,01	8
258			117765	-4,90	-8,18	-5,06	-8,02	9
256			117976	-4,88	-7,94	-5,15	-8,04	9
254			118186	-5,11	-7,99	-5,16	-8,09	9
252			118397	-5,74	-8,15	-5,11	-8,06	9
250			118607	-5,17	-8,18	-5,19	-8,05	9
249			118713	-4,64	-8,06	-5,25	-8,02	9
246			119029	-5,29	-7,87	-5,09	-7,93	9
244			119239	-5,40	-7,84	-5,21	-7,94	9

Minnesota

Edad espectr. U/Th (años BP)	mm desde la base	Laboratorio	Edad interpolada (años BP)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Media móvil $\delta^{13}\text{C}$	Media móvil $\delta^{18}\text{O}$	Tasas crecimiento (mm/ka)
	242		119450	-4,93	-7,71	-5,41	-7,97	9
	240		119660	-5,79	-8,20	-5,41	-8,00	9
	238		119871	-5,64	-8,25	-5,42	-7,96	9
	236		120082	-5,30	-8,00			9
	234		120292	-5,46	-7,66			9
(+/-3070)	218		121977					9
136598	114		136598					1
	96		138847					8
	92		139346	-4,75	-8,18			8
	90		139596	-4,78	-7,86			8
	88		139846	-4,71	-8,10	-4,91	-8,08	8
	85		140221	-5,19	-8,10	-5,00	-8,12	8
	84		140346	-5,12	-8,16	-5,02	-8,10	8
	82		140595	-5,20	-8,38	-5,04	-8,08	8
	80		140845	-4,86	-7,78	-5,03	-8,04	8
	78		141095	-4,85	-7,96	-5,08	-8,02	8
	76		141345	-5,13	-7,94	-5,15	-7,99	8
	75		141470	-5,35	-8,06	-5,30	-8,02	8
	72		141845	-5,57	-8,20	-5,37	-8,04	8
	70		142094	-5,60	-7,95	-5,45	-8,09	8
	68		142344	-5,20	-8,06	-5,38	-8,06	8
	66		142594	-5,51	-8,16	-5,31	-8,04	8
	64		142844	-5,00	-7,95	-5,22	-8,07	8
	62		143094	-5,22	-8,07	-5,23	-8,14	8
	60		143344	-5,17	-8,13	-5,18	-8,09	8
	58		143593	-5,27	-8,39	-5,28	-8,13	8
	56		143843	-5,25	-7,90	-5,36	-8,18	8
	54		144093	-5,48	-8,16	-5,39	-8,19	8
	51		144468	-5,62	-8,30	-5,58	-8,18	8
	48		144843	-5,31	-8,18	-5,61	-8,23	8
	46		145092	-6,22	-8,38	-5,69	-8,24	8
	44		145342	-5,42	-8,14	-5,67	-8,21	8
	42		145592	-5,90	-8,18	-5,71	-8,16	8
	40		145842	-5,49	-8,18	-5,64	-8,06	8
	38		146092	-5,52	-7,94	-5,69	-8,05	8
	36		146342	-5,85	-7,86	-5,70	-8,05	8
	34		146591	-5,68	-8,09	-5,88	-7,93	8
	32		146841	-5,94	-8,16	-6,03	-7,96	8
	30		147091	-6,39	-7,61	-6,05	-7,92	8
	28		147341	-6,27	-8,07	-6,21	-7,85	8
	26		147591	-5,98	-7,68	-6,22	-7,94	8
	24		147841	-6,49	-7,74	-6,13	-8,11	8
	22		148090	-5,97	-8,58	-6,05	-8,19	8
	20		148340	-5,91	-8,47	-6,02	-8,32	8
	18		148590	-5,91	-8,47	-5,91	-8,37	8
	16		148840	-5,83	-8,31	-6,03	-8,31	8
	14		149090	-5,95	-8,02	-6,16	-8,27	8
	12		149340	-6,56	-8,27	-6,12	-8,23	8
	10		149589	-6,56	-8,27	-6,07	-8,20	8
	8		149839	-5,70	-8,28	-6,10	-8,20	8
	6		150089	-5,59	-8,18	-6,13	-8,12	8
(+/-1194)	4		150339	-6,08	-7,99			8
105117	2		150589	-6,72	-7,91			8
	-14		152587					8

Minnesota

Edad espectral. U/Th (años BP)	mm desde la base	Laboratorio	Edad interpolada (años BP)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Media móvil $\delta^{13}\text{C}$	Media móvil $\delta^{18}\text{O}$	Tasas crecimiento (mm/ka)
	276		108415					7
113722	240		113722					7
(114534+112910)/2	214		117555					7
(+/-386) (+/-1316)	184		121977					7
123156	176		123156					7
(+/-18027)	108		136598					12
	82		138847					8
	72		140118	-3,19	-7,72			8
	70		140372	-3,57	-7,73			8
	68		140626	-3,53	-7,88	-3,48	-7,79	8
	66		140880	-3,64	-7,77	-3,46	-7,81	8
	64		141135	-3,46	-7,87	-3,32	-7,81	8
	62		141389	-3,11	-7,81	-3,22	-7,76	8
	58		141897	-2,88	-7,74	-3,16	-7,77	8
	56		142152	-3,00	-7,63	-3,05	-7,74	8
	54		142406	-3,37	-7,79	-2,97	-7,72	8
	52		142660	-2,91	-7,71	-2,99	-7,68	8
	50		142914	-2,70	-7,75	-2,94	-7,66	8
	48		143168	-2,97	-7,50	-2,92	-7,62	8
	46		143423	-2,72	-7,55	-2,97	-7,66	8
	44		143677	-3,29	-7,61	-2,95	-7,65	8
	42		143931	-3,18	-7,91	-3,04	-7,69	8
	40		144185	-2,60	-7,67	-3,20	-7,84	8
	38		144440	-3,40	-7,70	-3,13	-7,78	8
	36		144694	-3,53	-8,28	-3,23	-7,79	8
	34		144948	-2,93	-7,32	-3,28	-7,76	8
	32		145202	-3,68	-7,98	-3,37	-7,76	8
	30		145456	-2,85	-7,53	-3,36	-7,63	8
	28		145711	-3,85	-7,69	-3,48	-7,75	8
	27		145838	-3,49	-7,62	-3,45	-7,76	8
	25		146092					8
	24		146219	-3,53	-7,95	-3,62	-7,70	8
	22		146473	-3,52	-8,03	-3,50	-7,76	8
	20		146728	-3,74	-7,22	-3,51	-7,77	8
	18		146982	-3,22	-7,99	-3,50	-7,70	8
	16		147236	-3,51	-7,63	-3,56	-7,56	8
	14		147490	-3,51	-7,63	-3,50	-7,71	8
	12		147744	-3,80	-7,33	-3,54	-7,71	8
97500	10		147999	-3,43	-7,98	-3,62	-7,81	8
(+/-263)	8		148253	-3,43	-7,98	-3,77	-7,84	8
	6		148507	-3,93	-8,15	-3,86	-7,92	8
	4		148761	-4,25	-7,75			8
	2		149016	-4,25	-7,75			8
	0		149270					

Minnesota

Edad espectr. U/Th (años BP)	mm desde la base	Laboratorio	Edad interpolada (años BP)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Media móvil $\delta^{13}\text{C}$	Media móvil $\delta^{18}\text{O}$	Tasas crecimiento (mm/ka)
	282	McMaster	-50					23
	281		-6	-5,39	-7,95			23
	277		168	-8,63	-8,38			23
386	272		386	-9,88	-8,39			23
(+/-187)	268		582	-7,30	-7,85			23
	266		648					2
	263		2122	-5,47	-7,64			119
	259		2155	-6,33	-7,90	-5,93	-7,85	119
	255		2189	-5,99	-8,00	-6,52	-7,94	119
	250		2231	-7,25	-7,91	-6,77	-7,93	119
	246	McMaster	2263	-7,06	-7,88	-6,92	-7,91	119
	242		2295	-6,44	-7,93	-7,03	-8,00	119
	239		2328	-7,59	-8,20	-7,25	-8,08	119
	235		2360	-7,71	-8,11	-8,07	-8,15	119
	231		2392	-8,92	-8,14	-8,14	-8,21	119
	227		2424	-7,79	-8,39	-8,13	-8,21	119
	223		2456	-7,68	-8,11	-7,46	-8,23	119
	219		2489	-6,91	-8,18	-7,91	-8,24	119
	216		2521	-9,14	-8,42	-7,49	-8,25	119
	212		2553	-6,42	-8,13	-7,72	-8,26	119
	210		2567					97
	208		2589	-7,61	-8,22	-7,61	-8,20	97
	204		2629	-8,78	-8,24	-8,27	-8,23	97
	200		2668	-8,41	-8,24	-8,00	-8,25	97
	196		2708	-6,81	-8,27	-7,91	-8,32	97
	193		2747	-8,52	-8,46	-7,74	-8,38	97
	189		2787	-7,90	-8,40	-8,44	-8,31	97
	185		2826	-8,90	-8,08	-8,22	-8,30	97
	181		2866	-7,85	-8,42	-8,56	-8,18	97
	177		2905	-8,94	-8,04	-8,61	-8,16	97
	173		2945	-9,04	-8,01	-8,87	-7,97	97
	170		2984	-8,64	-7,87	-9,13	-8,00	97
	166		3024	-9,72	-8,11	-9,14	-8,04	97
	162		3063	-9,06	-8,13	-9,76	-7,83	97
3103	158		3103	-10,50	-7,25	-9,75	-7,94	108
media de	154		3139	-9,68	-8,45	-9,63	-7,86	108
3130	150		3176	-8,69	-7,87	-9,20	-8,30	108
(+/-92)	146		3212	-9,23	-8,59	-8,60	-8,16	108
3077	142		3249	-7,89	-8,01	-8,89	-8,34	108
(+/-123)	138		3285	-9,54	-8,41	-9,02	-8,26	108
	134		3322	-9,62	-8,35	-8,92	-8,23	108
	130		3358	-7,59	-7,94	-8,57	-8,21	108
	127		3394	-8,50	-8,33	-8,83	-8,24	108
	123		3431	-10,39	-8,46	-9,80	-8,43	108
	119		3467	-10,52	-8,51	-9,83	-8,38	108
	115		3504	-8,57	-8,18	-9,23	-8,38	108
	111		3540	-8,60	-8,44	-9,14	-8,40	108
	107		3576	-10,24	-8,59	-9,55	-8,49	108
	104		3603					61
	103		3621	-9,82	-8,46	-9,89	-8,32	61
	99		3685	-9,60	-7,91	-9,24	-8,12	61
	95		3750	-8,31	-7,99	-9,03	-8,11	61
	91		3815	-9,18	-8,43	-9,35	-8,31	61
	87		3880	-10,55	-8,52	-10,08	-8,52	61
	83		3944	-10,49	-8,61	-9,78	-8,55	61
	79		4009	-8,30	-8,51	-9,32	-8,51	61
	75		4074	-9,18	-8,40	-9,12	-8,46	61
	72		4130					51

Edad espectral. U/Th (años BP)	mm desde la base	Laboratorio	Edad interpolada (años BP)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Media móvil $\delta^{13}\text{C}$	Media móvil $\delta^{18}\text{O}$	Tasas crecimiento (mm/ka)
	71	McMaster	4140	-9,88	-8,48	-9,64	-8,47	51
	68		4217	-9,87	-8,54	-9,88	-8,48	51
	64		4294	-9,89	-8,42	-9,66	-8,57	51
	60		4371	-9,21	-8,73	-9,39	-8,59	51
	56		4448	-9,07	-8,63	-9,10	-8,60	51
	52		4525	-9,02	-8,44	-9,18	-8,64	51
	48		4602	-9,47	-8,86	-9,18	-8,55	51
	44		4679	-9,06	-8,35	-9,32	-8,51	51
	40		4756	-9,44	-8,31	-8,90	-8,32	51
	35		4854	-8,21	-8,31	-8,94	-8,36	51
	31		4932					34
	27		5167	-9,00	-8,56	-9,05	-8,50	34
	23		5224	-9,00	-8,48	-9,15	-8,44	34
5281	19		5281	-9,45	-8,28	-9,09	-8,39	34
(+/-103)	15		5400	-8,81	-8,41	-9,05	-8,34	34
	11		5519	-8,88	-8,32	-9,09	-8,37	34
	7		5639	-9,58	-8,38	-9,21	-8,40	34
	4		5728					34
	3		5758	-9,18	-8,49			34
	0		5847					

Edad espectral. U/Th (años BP)	mm desde la base	Laboratorio	Edad interpolada (años BP)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Media móvil $\delta^{13}\text{C}$	Media móvil $\delta^{18}\text{O}$	Tasas crecimiento (mm/ka)
	186		619					69
	184		648					69
	182		677	-11,05	-8,15			69
	178		736	-7,79	-7,42			69
	174		794	-9,91	-8,21	-8,83	-7,94	69
	170		852	-9,27	-8,22	-8,66	-7,93	69
	166		911	-6,14	-7,68	-8,91	-8,03	69
	162		969	-10,20	-8,12	-8,82	-8,02	69
	158		1027	-9,02	-7,90	-8,80	-7,98	69
	154		1086	-9,46	-8,19	-9,36	-8,09	69
	150		1144	-9,16	-8,00	-8,89	-8,07	69
	146		1203	-8,96	-8,24	-8,39	-8,02	69
	142		1261	-7,85	-8,00	-8,13	-7,99	69
	138		1319	-6,54	-7,66	-7,68	-7,97	69
	134		1378	-8,12	-8,03	-7,74	-7,89	69
	130		1436	-6,95	-7,91	-8,05	-7,95	69
	126		1494	-9,22	-7,84	-8,57	-8,05	69
	122		1553	-9,43	-8,30	-8,36	-7,96	69
	118		1611	-9,15	-8,17	-8,80	-7,98	69
	114		1670	-7,07	-7,60	-8,67	-8,04	69
	110		1728	-9,12	-8,00	-8,74	-7,98	69
	106		1786	-8,57	-8,12	-8,47	-8,01	69
	102		1845	-9,79	-8,02	-8,76	-8,13	69
	98		1903	-7,78	-8,28	-8,70	-8,18	69
	94		1961	-8,52	-8,24	-8,14	-8,26	69
	90		2020	-8,12	-8,25	-8,62	-8,20	69
	86		2078	-9,21	-8,10	-8,77	-8,20	69
	83		2122					39
	82		2147	-9,00	-8,23	-8,63	-8,14	39
	78		2249	-7,68	-8,08	-8,66	-8,20	39
	74		2350	-9,30	-8,29	-8,51	-8,22	39
	70		2452	-8,56	-8,28	-9,10	-8,24	39
	66		2553	-9,45	-8,14	-8,94	-8,18	36
	65,5		2567					35
	62		2668	-8,82	-8,13	-8,58	-8,12	35
	58		2784	-7,47	-8,09	-8,76	-8,10	35
	54		2900	-9,98	-8,08	-8,71	-8,11	35
	50		3016	-8,68	-8,15	-8,30	-8,11	35
	47		3103					30
	46		3136	-6,24	-8,09	-8,14	-8,16	30
	42		3270	-9,51	-8,24	-8,12	-8,16	30
	38		3403	-8,62	-8,16	-8,35	-8,16	30
	34		3536	-6,92	-8,08	-7,95	-8,15	30
	32		3603					30
	30		3708	-8,31	-8,21	-7,71	-8,13	30
	27		3771					14
	26		3843	-7,89	-8,09	-7,70	-8,26	14
	22		4130	-6,90	-8,48	-7,90	-8,26	15
	18		4397	-8,91	-8,22	-8,02	-8,23	15
	14		4665	-8,26	-8,00	-8,95	-8,16	15
4932	10		4932	-9,67	-8,27	-9,11	-8,08	9
(+/-292)	7		5281					11
	6		5370	-9,40	-7,98	-9,11	-8,08	11
	2		5728	-8,25	-8,00			11
	0		5907					

Edad espectral. U/Th (años BP)	mm desde la base	Laboratorio	Edad interpolada (años BP)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Media móvil $\delta^{13}\text{C}$	Media móvil $\delta^{18}\text{O}$	Tasas crecimiento (mm/ka)
	670		108157	-4,85	-7,92			22
	660		108603	-6,94	-7,36			22
	650		109048	-3,59	-7,87	-5,08	-7,97	22
	640		109494	-5,85	-8,35	-5,14	-7,96	22
	630		109940	-4,17	-8,35	-5,07	-8,21	22
110118	626		110118					22
(+/-2168)	620		110385	-5,16	-7,88	-5,49	-8,26	22
	610		110831	-6,61	-8,62	-5,52	-8,15	22
	600		111277	-5,68	-8,13	-5,56	-7,98	22
	590		111723	-6,01	-7,76	-5,73	-8,00	22
	580		112168	-4,35	-7,53	-5,62	-7,89	22
	570		112614	-6,01	-7,97	-5,39	-8,00	22
121487	561		113015					22
(+/-4307)	560		113060	-6,05	-8,06	-5,13	-8,18	22
	550		113505	-4,52	-8,69	-5,36	-8,31	22
	540		113951	-4,71	-8,66	-5,60	-8,44	22
	530		114397	-5,50	-8,18	-5,68	-8,45	22
	520		114843	-7,20	-8,58	-6,07	-8,38	22
	510		115288	-6,47	-8,12	-6,47	-8,35	22
	500		115734	-6,48	-8,35	-6,13	-8,26	22
	490		116180	-6,68	-8,53	-5,98	-8,16	22
	480		116626	-3,81	-7,71	-5,88	-8,24	22
	470		117071	-6,47	-8,11	-5,86	-8,22	22
117517	460		117517	-5,96	-8,49	-5,75	-8,13	22
(+/-1800)	450		117963	-6,38	-8,28	-6,53	-8,14	22
	440		118408	-6,13	-8,06	-6,66	-8,14	22
	430		118854	-7,70	-7,75	-7,05	-8,05	22
	420		119300	-7,11	-8,11	-7,17	-7,95	22
	410		119746	-7,93	-8,06	-7,40	-7,89	22
	400		120191	-6,97	-7,77	-7,42	-7,94	22
	390		120637	-7,28	-7,74	-7,68	-7,86	22
	380		121083	-7,80	-8,01	-7,64	-7,82	22
113208	372		121439					22
(+/-952)	370		121529	-8,42	-7,74	-7,62	-7,80	22
	360		121974	-7,72	-7,85	-7,22	-7,77	22
	350		122420	-6,87	-7,65	-6,93	-7,77	22
	340		122866	-5,31	-7,59	-6,52	-7,78	22
	330		123311	-6,32	-8,02	-6,20	-7,72	22
	320		123757	-6,37	-7,81	-6,20	-7,72	22
129854	315		123980					22
(+/-12501)	310		124203	-6,15	-7,53	-6,66	-7,70	22
	300		124649	-6,86	-7,65	-6,92	-7,59	22
	290		125094	-7,60	-7,51	-6,95	-7,55	22
	280		125540	-7,64	-7,46	-7,08	-7,56	22
	270		125986	-6,53	-7,61	-7,03	-7,54	22
	260		126431	-6,75	-7,58	-7,07	-7,54	22
	250		126877	-6,62	-7,54	-6,77	-7,51	22
	240		127323	-7,80	-7,52	-6,83	-7,50	22
	230		127769	-6,15	-7,30	-6,72	-7,45	22
	220		128214	-6,83	-7,55	-6,62	-7,44	22
	210		128660	-6,21	-7,33	-6,17	-7,45	22
	200		129106	-6,13	-7,51	-6,08	-7,47	22
	190		129552	-5,54	-7,58	-6,07	-7,46	22
	180		129997	-5,71	-7,40	-6,34	-7,42	22
	170		130443	-6,77	-7,49	-6,64	-7,45	22
	160		130889	-7,54	-7,14	-7,02	-7,41	22

Edad espectral. U/Th (años BP)	mm desde la base	Laboratorio	Edad interpolada (años BP)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Media móvil $\delta^{13}\text{C}$	Media móvil $\delta^{18}\text{O}$	Tasas crecimiento (mm/ka)
	150	McMaster	131334	-7,65	-7,62	-7,29	-7,37	22
	140		131780	-7,44	-7,42	-7,25	-7,32	22
	130		132226	-7,05	-7,19	-7,01	-7,31	22
	120		132672	-6,55	-7,24	-6,75	-7,22	22
	110		133117	-6,37	-7,09	-6,68	-7,24	22
	100		133563	-6,34	-7,18	-6,77	-7,22	22
	90		134009	-7,08	-7,51	-6,92	-7,24	22
	80		134454	-7,50	-7,08	-7,16	-7,33	22
	70		134900	-7,30	-7,35	-7,29	-7,38	22
	60		135346	-7,60	-7,51	-7,41	-7,38	22
	50		135792	-6,98	-7,46	-7,61	-7,50	22
	40		136237	-7,67	-7,50	-7,50	-7,57	22
	30		136683	-8,49	-7,66	-7,51	-7,56	22
	20		137129	-6,77	-7,72			22
104161	16		137307					22
media de	10		137575	-7,62	-7,46			22
104960(+/-1286)	0		138020					
103362(+/-1112)								

Edad espectr. U/Th (años BP)	Número de muestra	mm desde la base	Laboratorio	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Media móvil $\delta^{13}\text{C}$	Media móvil $\delta^{18}\text{O}$
	Eje 1 - 15	125	McMaster	-2,57	-8,91		
	14	119		-2,62	-8,93	-2,45	-8,95
	13	114		-2,15	-9,02	-2,40	-8,99
	12	104		-2,44	-9,01	-2,49	-9,11
	11	94		-2,89	-9,31	-2,49	-9,04
	10	89		-2,16	-8,80	-2,41	-8,96
9271	9	84		-2,19	-8,78	-2,37	-8,55
(+/-1348)	8	74		-2,75	-8,09	-2,56	-8,33
	7	64		-2,75	-8,11	-2,88	-7,93
	6	54		-3,15	-7,60	-2,68	-7,91
	5	44		-2,15	-8,02	-2,54	-7,94
	4	34		-2,33	-8,20	-2,39	-8,16
	3	24		-2,70	-8,25	-2,60	-8,23
8066	2	14		-2,78	-8,24	-2,77	-8,19
(+/-105)	1	4		-2,83	-8,07		
	Eje 2 - 30	174		-4,56	-7,70		
	29	164		-4,04	-8,78	-3,79	-8,50
	28	154		-2,78	-9,02	-3,43	-9,00
	27	144		-3,48	-9,21	-3,02	-9,12
	26	134		-2,81	-9,15	-3,02	-9,21
	25	124		-2,76	-9,27	-2,78	-9,20
	24	119		-2,78	-9,18	-2,82	-9,27
	23	114		-2,91	-9,36		
	Eje 3 - 22	93		-2,86	-9,29		
	21	89		-2,70	-9,19	-2,55	-9,16
	20	88		-2,10	-8,98	-2,49	-8,94
9271	19	84		-2,68	-8,64	-2,55	-8,63
(+/-1348)	18	73		-2,86	-8,28	-2,80	-8,23
	17	66		-2,87	-7,78	-2,68	-7,96
	16	57		-2,30	-7,83		

Edad espectral U/Th (años BP)	mm desde la base	Laboratorio	Edad interpolada (años BP)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Media móvil $\delta^{13}\text{C}$	Media móvil $\delta^{18}\text{O}$	Tasas crecimiento (mm/ka)
	430		-50					76
	428		-24	-3,86	-7,61			76
	426		3	-5,83	-8,12			76
	424		29	-5,91	-7,96	-4,48	-7,84	76
	422		55	-3,8	-7,78	-4,32	-7,86	76
	420		81	-2,99	-7,73	-3,82	-7,77	76
	418		108	-3,08	-7,72	-3,55	-7,73	76
	416		134	-3,32	-7,64	-3,63	-7,70	76
	414		160	-4,57	-7,78	-3,82	-7,66	76
	412		186	-4,18	-7,63	-3,71	-7,56	76
	410		213	-3,95	-7,52	-3,54	-7,51	76
239	408		239	-2,52	-7,24	-3,12	-7,44	112
(+/-57)	406		257	-2,47	-7,36	-3,21	-7,48	112
	404		275	-2,5	-7,44	-3,48	-7,55	112
	402		293	-4,62	-7,83	-3,89	-7,69	112
	400		311	-5,28	-7,88	-4,21	-7,80	112
	398		328	-4,58	-7,94	-4,31	-7,89	112
	396		346	-4,07	-7,89	-4,23	-7,84	112
	394		364	-3,01	-7,92	-4,20	-7,82	112
	392		382	-4,2	-7,56	-4,14	-7,80	112
	390		400	-5,14	-7,77	-4,32	-7,79	112
	388		418	-4,26	-7,84	-4,59	-7,77	112
	386		436	-4,98	-7,88	-4,72	-7,76	112
	384		454	-4,36	-7,79	-4,72	-7,75	112
	382		471	-4,86	-7,51	-4,86	-7,74	112
	380		489	-5,16	-7,72	-4,62	-7,71	112
	378		507	-4,93	-7,79	-4,71	-7,72	112
	376		525	-3,8	-7,75	-4,59	-7,78	112
	374		543	-4,79	-7,82	-4,58	-7,78	112
	370		579	-4,28	-7,83	-4,32	-7,71	112
	368		597	-5,12	-7,7	-4,65	-7,68	112
	366		614	-3,62	-7,45	-4,73	-7,66	112
	364		632	-5,45	-7,61	-4,88	-7,61	112
	362		650	-5,18	-7,69	-4,99	-7,65	112
	360		668	-5,04	-7,61	-5,45	-7,73	112
	358		686	-5,65	-7,89	-5,33	-7,76	112
	356		704	-5,93	-7,83	-5,39	-7,81	112
	354		722	-4,87	-7,77	-5,48	-7,86	112
	352		740	-5,48	-7,93	-5,27	-7,83	112
	350		758	-5,46	-7,87	-5,24	-7,85	112
	348		775	-4,62	-7,74	-5,20	-7,85	112
	346		793	-5,78	-7,94	-4,85	-7,82	112
	344		811	-4,66	-7,78	-4,50	-7,81	112
	342		829	-3,75	-7,78	-4,49	-7,79	112
	340		847	-3,7	-7,79	-3,98	-7,74	112
	338		865	-4,57	-7,66	-3,83	-7,73	112
	336		883	-3,23	-7,68	-3,71	-7,74	112
	334		901	-3,88	-7,74	-4,16	-7,74	112
	332		918	-3,18	-7,81	-4,02	-7,77	112
	330		936	-5,96	-7,8	-4,00	-7,78	112
	326		972	-3,87	-7,81	-4,02	-7,76	112
	324		990	-3,09	-7,74	-4,09	-7,72	112
	322		1008	-3,99	-7,64	-3,71	-7,71	112
	320		1026	-3,53	-7,59	-3,73	-7,70	112
	318		1044	-4,08	-7,78	-4,00	-7,70	112
	316		1062	-3,94	-7,73	-3,85	-7,71	112
	314		1079	-4,47	-7,75	-3,61	-7,73	112
	312		1097	-3,24	-7,7	-3,81	-7,75	112

Edad espectr. U/Th (años BP)	mm desde la base	Laboratorio	Edad interpolada (años BP)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Media móvil $\delta^{13}\text{C}$	Media móvil $\delta^{18}\text{O}$	Tasas crecimiento (mm/ka)
	310		1115	-2,33	-7,68	-3,75	-7,76	112
	308		1133	-5,08	-7,9	-3,61	-7,78	112
	306		1151	-3,64	-7,77	-3,58	-7,79	112
	304		1169	-3,78	-7,83	-3,92	-7,79	112
	302		1187	-3,07	-7,76	-3,61	-7,77	112
	300		1205	-4,01	-7,71	-3,76	-7,83	112
	298		1222	-3,55	-7,8	-3,59	-7,76	112
	296		1240	-4,37	-8,04	-3,82	-7,75	112
	294		1258	-2,95	-7,51	-3,63	-7,73	112
	292		1276	-4,22	-7,67	-3,68	-7,70	112
	290		1294	-3,05	-7,65	-3,67	-7,62	112
	288		1312	-3,79	-7,64	-3,65	-7,66	112
	286		1330	-4,35	-7,61	-3,30	-7,65	112
	284		1348	-2,84	-7,75	-3,77	-7,64	112
	278		1401	-2,47	-7,58	-3,77	-7,64	112
	276		1419	-5,38	-7,64	-4,08	-7,69	112
	274		1437	-3,82	-7,6	-4,45	-7,70	112
	272		1455	-5,9	-7,88	-4,84	-7,74	112
	270		1473	-4,67	-7,78	-4,70	-7,79	112
	268		1491	-4,43	-7,79	-4,92	-7,83	112
	266		1509	-4,69	-7,9	-4,71	-7,82	112
	264		1526	-4,89	-7,79	-4,59	-7,82	112
	262		1544	-4,85	-7,82	-4,61	-7,82	112
	260		1562	-4,07	-7,78	-4,39	-7,80	112
	258		1580	-4,56	-7,82	-4,41	-7,82	112
	256		1598	-3,6	-7,81	-4,39	-7,81	112
	254		1616	-4,99	-7,85	-4,66	-7,83	112
	252		1634	-4,71	-7,77	-4,79	-7,88	112
	250		1652	-5,42	-7,88	-5,32	-7,91	112
	248		1669	-5,21	-8,08	-5,48	-7,95	112
	246		1687	-6,26	-7,96	-5,73	-7,96	112
	244		1705	-5,8	-8,04	-5,98	-8,01	112
	242		1723	-5,97	-7,85	-6,07	-8,02	112
	240		1741	-6,66	-8,12	-6,13	-8,02	112
	238		1759	-5,68	-8,11	-6,11	-8,00	112
	232		1812	-6,53	-7,98	-5,85	-7,99	112
	230		1830	-5,69	-7,96	-5,79	-7,97	112
	228		1848	-4,7	-7,79	-5,45	-7,87	112
	226		1866	-6,35	-8	-5,20	-7,82	112
1884	224		1884	-3,96	-7,62	-5,03	-7,80	135
(+/-559)	222		1899	-5,31	-7,74	-5,15	-7,81	135
	220		1914	-4,83	-7,86	-4,81	-7,79	135
	218		1929	-5,3	-7,82	-4,80	-7,84	135
	216		1943	-4,63	-7,91	-4,64	-7,84	135
	214		1958	-3,94	-7,89	-4,43	-7,82	135
	212		1973	-4,49	-7,74	-4,36	-7,85	135
	210		1988	-3,8	-7,76	-4,19	-7,81	135
	208		2003	-4,94	-7,97	-4,53	-7,80	135
	206		2018	-3,78	-7,69	-4,32	-7,80	135
	204		2033	-5,62	-7,83	-4,15	-7,80	135
	202		2047	-3,45	-7,76	-4,06	-7,80	135
	200		2062	-2,96	-7,76	-3,85	-7,79	135
	198		2077	-4,51	-7,94	-3,61	-7,75	135
	196		2092	-2,73	-7,67	-3,99	-7,76	135
	194		2107	-4,42	-7,63	-4,25	-7,75	135
	192		2122	-5,34	-7,82	-4,17	-7,70	135
	190		2137	-4,23	-7,69	-4,55	-7,72	135
	186		2166	-4,12	-7,71	-4,35	-7,75	135

Edad espectral U/Th (años BP)	mm desde la base	Laboratorio	Edad interpolada (años BP)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Media móvil $\delta^{13}\text{C}$	Media móvil $\delta^{18}\text{O}$	Tasas crecimiento (mm/ka)
	184		2181	-4,66	-7,74	-3,85	-7,66	135
	182		2196	-3,42	-7,77	-3,84	-7,60	135
	180		2211	-2,8	-7,39	-3,77	-7,62	135
	178		2226	-4,2	-7,39	-3,75	-7,62	135
	176		2241	-3,79	-7,8	-4,14	-7,64	135
	174		2255	-4,52	-7,74	-4,62	-7,71	135
	172		2270	-5,38	-7,86	-4,57	-7,75	135
	170		2285	-5,22	-7,77	-4,84	-7,77	135
	168		2300	-3,96	-7,56	-4,84	-7,80	135
	166		2315	-5,11	-7,92	-4,74	-7,82	135
	164		2330	-4,52	-7,9	-4,77	-7,83	135
	162		2345	-4,88	-7,95	-4,77	-7,81	135
	160		2360	-5,4	-7,81	-4,62	-7,78	135
	158		2374	-3,94	-7,46	-4,55	-7,73	135
	156		2389	-4,38	-7,8	-4,73	-7,70	135
	154		2404	-4,14	-7,62	-4,66	-7,70	135
	152		2419	-5,8	-7,83	-4,65	-7,70	135
	150		2434	-5,06	-7,8	-4,60	-7,68	135
	148		2449	-3,89	-7,44	-4,94	-7,71	135
	146		2464	-4,12	-7,69	-4,80	-7,70	135
	144		2478	-5,84	-7,81	-4,97	-7,70	135
	142		2493	-5,08	-7,76	-5,38	-7,77	135
	140		2508	-5,94	-7,81	-5,59	-7,74	135
	138		2523	-5,93	-7,8	-5,46	-7,71	135
	136		2538	-5,15	-7,51	-5,38	-7,66	135
	134		2553	-5,19	-7,65	-5,39	-7,67	135
	132		2568	-4,71	-7,55	-5,19	-7,66	135
	130		2582	-5,97	-7,82	-5,00	-7,68	135
	128		2597	-4,92	-7,79	-4,79	-7,66	135
	126		2612	-4,19	-7,61	-4,68	-7,67	135
	124		2627	-4,17	-7,51	-4,78	-7,71	135
	122		2642	-4,13	-7,64	-4,74	-7,69	135
	120		2657	-6,47	-8,01	-4,81	-7,72	135
	118		2672	-4,73	-7,69	-5,21	-7,77	135
	114		2701	-4,55	-7,73	-5,59	-7,79	135
	112		2716	-6,18	-7,77	-5,37	-7,72	135
2731 (+/-207)	110		2731	-6,02	-7,76	-5,65	-7,73	135
	108		2746	-5,39	-7,66	-5,47	-7,72	135
	106		2761	-6,11	-7,71	-4,99	-7,73	135
	104		2776	-3,66	-7,69	-4,45	-7,74	135
	102		2790	-3,75	-7,84	-4,30	-7,76	135
	100		2805	-3,32	-7,78			135
	98		2820	-4,68	-7,76			135
	96		2835					
4372 (+/-154)	90		4372					

Edad espectral. U/Th (años BP)	mm desde la base	Laboratorio	Edad interpolada (años BP)	Tasas crecimiento (mm/ka)
	171	McMaster	2553	65
2567	170		2567	65
(+/-243)	135		3103	78
	96		3603	71
3771	84		3771	19
(+/-182)	77		4130	30
	53		4932	63
	31		5281	11
	26		5728	53
6106	6		6106	53
(+/- 102)	0		6219	53